

Univerzita Karlova

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Geografie a kartografie



Dominik Bek

**Sněhové sucho a řídící faktory ovlivňující
meziroční variabilitu sněhové pokrývky na Šumavě**

Snow drought and driving factors affecting snowpack inter-annual
variability in the Sumava Mts

Bakalářská práce

Vedoucí práce: RNDr. Michal Jeníček, Ph.D.

Praha, 2021

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval samostatně a že jsem všechny použité prameny řádně citoval.

Svoluji k zapůjčení této práce pro studijní účely a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena ve fondu knihovny.

V Praze dne 17. 7. 2021

.....

Dominik Bek

Poděkování

Rád bych poděkoval vedoucímu práce RNDr. Michalu Jeníčkovi Ph.D. za trpělivost při vedení práce, dále pak za mnoho cenných rad a důležitých připomínek, které mi v průběhu psaní bakalářské práce poskytl.

Zadání bakalářské práce

Téma práce

Sněhové sucho a jeho dopad na variabilitu jarního odtoku

Motivace

Zvýšení teploty vzduchu má mimo jiné za následek změny v zásobách vody ve sněhu v horských oblastech. Sníh přitom hraje důležitou úlohu v doplňování zásob podzemních vod a generování odtoku v teplé části roku. Nedostatek sněhových zásob bývá způsoben buď nedostatkem srážek v zimním půlroce nebo vysokými zimními teplotami vzduchu nebo kombinací obojího. Zároveň několik posledních let patřilo k těm sněhově chudým, což přispělo ke sníženému odtoku ze sněhu během jara a mohlo ovlivnit i výskyt letního sucha. Proto je důležité zkoumat mechanismy způsobující zimy chudé na sníh a jejich vliv na odtok z povodí.

Cíle práce

- 1) Zhodnocení současného stavu výzkumu týkajícího se sněhového sucha a jeho různých typů včetně vlivu na odtok z povodí
- 2) Analýza sněhově podprůměrných zim 2015-2020 na základě měřených dat ze stanic KFGG a ČHMÚ na Šumavě s ohledem na meteorologické příčiny ovlivňující meziroční variabilitu sněhových zásob.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

První část práce bude tvořena zhodnocením současného stavu výzkumu (pomocí rešerše odborné literatury) týkajícího se sněhového sucha a jeho různých typů. Zhodnocen bude také vliv sněhově chudých zim na odtok z povodí.

Druhá část práce bude tvořit analýza sněhově podprůměrných zim 2015-2020 na základě měřených dat ze stanic KFGG a ČHMÚ na Šumavě s ohledem na meteorologické příčiny ovlivňující meziroční variabilitu sněhových zásob. Mezi hodnocené parametry mohou patřit maximální vodní hodnota sněhu (SWE) či výška sněhu, doba trvání sněhové pokrývky, úhrn pevných srážek nebo teplota vzduchu.

Datum zadání: 16. 11. 2020

Jméno studenta: Dominik Bek

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: Michal Jeníček

Podpis vedoucího práce

Abstrakt

Bakalářská práce se zabývá tematikou sněhového sucha, které je definováno, jako podprůměrná akumulace sněhu. Hlavním cílem práce je zhodnocení současného stavu výzkumu týkajícího se sněhového sucha a analýza zim 2015–2020 na základě měřených dat ze stanic Katedry fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy a Českého hydrometeorologického ústavu na Šumavě s ohledem na meteorologické příčiny ovlivňující meziroční variabilitu sněhových zásob. Bakalářská práce je rozdělena na dvě části. První část je tvořena rešerší převážně zahraniční odborné literatury zabývající se sněhovým suchem, jeho typy, současnými a budoucími změnami sněhové pokrývky. Ve druhé části jsou prezentovány výsledky analýzy časových řad z klimatologických stanic. V práci byl použit Spearmanův korelační koeficient, pomocí kterého se měřila síla vztahu mezi sněhovými a klimatickými proměnnými a následně mezi sněhovými charakteristikami navzájem. Výsledky ukázaly, že nejdominantnějším faktorem, který ovlivňuje meziroční variabilitu sněhové pokrývky je teplota vzduchu. Méně jednotné výsledky vyšly při měření síly vztahu mezi sněhovými charakteristikami navzájem. Mezi některými byla zjištěna velmi silná korelace, naopak mezi jinými byla korelace neprůkazná. Při analýze sledovaných zim bylo zjištěno, že na všech sledovaných stanicích je na sníh nejbohatší zima 2018/2019 a naopak na sníh nejchudší zima 2019/2020.

Klíčová slova: sněhové sucho, variabilita sněhu, globální změna klimatu, korelační analýza, Šumava

Abstract

The bachelor thesis deals with the problems associated with the snow drought that is defined as below-average accumulation of snow. The main goal of the work was 1) to evaluate the current stage of in the research focused on the snow drought as well as 2) to analyze the winter snow conditions in the period 2015–2020. Data obtained by measurements carried out at the weather stations operated (1) by the Department of the physical geography and geocology of the Faculty of Sciences of the Charles University and (2) by the Czech Hydrometeorological Institute in the Bohemian Forest region (Sumava) have been applied. Special attention has been paid to the identification of meteorological causes affecting the inter-annual variability in snow storages. The thesis is divided into two parts. The first part focuses on the research review dealing with the snow drought and its various types as well as with ongoing and future changes in snowpack. The results data analysis is presented in the second part. The Spearman's rank correlation coefficient was used to calculate the strength of the relationship between the snow and climatic variables and between the snow characteristics themselves. The results have revealed that the air temperature represents the most dominant factor affecting the inter-annual variability in the snow blanket. The correlations between the individual snow characteristics are weaker compared to the correlations between snow and climate characteristics. The analysis of the investigated winter periods has also shown that, at all monitored measuring stations, the 2018/2019 winter was the richest in snow whereas the 2019/2020 winter was the poorest.

Key words: snow drought, snow variability, global climate change, correlation analysis, Bohemian forest

Obsah

1. ÚVOD	8
2. ZHODNOCENÍ SOUČASNÉHO STAVU VÝZKUMU	10
2.1 Sněhové sucho	10
2.1.1 Příčiny vzniku sněhového sucha	10
2.1.2 Typy sněhového sucha a rozdílnost jejich dopadů	12
2.1.3 Zákonitosti výskytu typů sněhového sucha a jejich budoucí vývoj	13
2.1.4 Jaký typ sněhového sucha převládá ve střední Evropě	14
2.1.5 Dopady sněhového sucha	15
2.2 Změny sněhové pokrývky spojené se změnou klimatu	17
2.2.1 Změny sněhové pokrývky ve vybraných regionech Evropy	17
2.2.2 Změny sněhové pokrývky ve vybraných regionech světa	25
3. DATA A METODY	32
3.1 Fyzicko-geografická a klimatická charakteristika stanic	32
3.2 Výběr stanic, zkoumaného období a použitých dat	41
3.3 Zkoumané parametry sněhové pokrývky a klimatu	41
3.4 Použité statistické metody zpracování dat	42
4. VÝSLEDKY	44
4.1 Stručný přehled sledovaných zim	44
4.2 Faktory ovlivňující meziroční variabilitu sněhové pokrývky	48
4.3 Vztahy mezi zkoumanými sněhovými charakteristikami	52
5. DISKUZE	55
5.1 Diskuze vstupních dat a použitých metod	55
5.2 Diskuze výsledků	57
6. ZÁVĚR	60
7. ZDROJE	61
7.1 Literatura	61
7.2 Datové zdroje	70
Seznam obrázků	71

1. ÚVOD

Dostatečná sněhová pokrývka je stěžejní pro přežití celé řady rostlinných a živočišných druhů a také pro fungování mnoha přírodních procesů a průmyslových odvětví. Od začátku 21. století se začaly výrazněji projevovat změny sněhové pokrývky. V současnosti jsou změnou sněhové pokrývky postihnuty téměř všechny regiony světa. Jedná se například o západní pobřeží Spojených států amerických, oblast tropických And, vysokohorské oblasti Asie či o evropské Alpy. Zvláště silně jsou zasaženy níže položená místa a oblasti nižších zeměpisných šířek. Jednou z hlavních příčin změny sněhové pokrývky je globální změna klimatu způsobená lidskou činností. V posledních letech se zájem o problematiku poklesu sněhové pokrývky a její dopady zvyšuje, jelikož rozsah jejich dopadů je značný a způsobuje rozsáhle škody, jak po stránce ekonomické, tak po stránce environmentální. Dopady poklesu sněhové pokrývky se dělí na primární a sekundární. Mezi primární dopady patří nedostatečné doplňování podzemních vod, snížený průtok řek či častější výskyt požárů. Pod pojmem sekundárních dopadů si lze představit vážné socioekonomické problémy. Sněhové sucho je definováno jako nedostatečná akumulace sněhu. Dopady sněhového sucha se liší i podle typu sněhového sucha. U teplého sněhového sucha se častěji vyskytují zimní povodně a také dochází k dřívějšímu konci zimní sezóny. Naopak suché sněhové sucho je provázané s celoročně nízkými průtoky. V budoucnosti se intenzita a frekvence sněhových such bude zvětšovat. Podle některých studií hrozí, že do konce 21. století se množství sněhových zásob v Alpách v nadmořských výškách nad 3000 metrů sníží až o 50 % a v nadmořských výškách menších jak 1200 metrů již nemusí v chladné části roku docházet k akumulaci sněhu.

Hlavním cílem práce vyplývajícím z úvodu uvedeného výše je jednak zhodnocení současného stavu výzkumu týkajícího se sněhového sucha a za druhé analýza zim 2015–2020 na základě měřených dat ze stanic KFGG a ČHMÚ na Šumavě s ohledem na meteorologické příčiny ovlivňující meziroční variabilitu sněhových zásob. Dále jsou položeny dvě výzkumné otázky. První výzkumná otázka se zabývá tím, jaký typ sněhového sucha převládá ve střední Evropě. Druhá výzkumná otázka si pokládá za cíl objasnit, jaká je meziroční variabilita sněhových charakteristik s ohledem na variabilitu sněhových zásob. K výzkumným otázkám jsou nastíněny hypotézy. U první výzkumné otázky se očekává, že ve střední Evropě převládá kombinace obou typů sněhového sucha a významnou roli bude hrát nadmořská výška a zeměpisná šířka. U meziroční variability sněhových charakteristik s ohledem na variabilitu sněhových zásob se předpokládá, že pokles některých sněhových charakteristik, jako je například podíl sněžení, vede k poklesu výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu. U některých

sněhových charakteristik se tato korelace nebude projevovat nebo se bude projevovat v zanedbatelné míře. To se například týká dne nástupu sněhové pokrývky a počtu dní se sněžením.

Práce je rozdělena do dvou částí. V první části se práce zabývá zhodnocením současného stavu výzkumu týkajícího se sněhového sucha. První kapitola se zabývá sněhovým suchem a dělí se do 5 podkapitol. V první podkapitole jsou popsány příčiny vzniku sněhového sucha, následuje podkapitola typy sněhové sucha a rozdílnost jejich dopadů. Poslední podkapitolou jsou dopady sněhové sucha, kde se práce zmiňuje o celé škále dopadů, od dopadů primárních po dopady sekundární. Poslední kapitolou rešeršní části jsou současné a budoucí změny sněhové pokrývky. V nich jsou důkladně popsány změny sněhové pokrývky související se změnou klimatu. Po rešerši následuje kapitola data a metody. V této kapitole jsou mimo jiné představeny sněhové charakteristiky, jakými jsou například výška sněhu, počet dní se sněhovou pokrývkou atd. Druhá, praktická část práce, se zabývá analýzou sněhově podprůměrných zim 2015–2020 na základě měřených dat ze stanic KFGG a ČHMÚ na Šumavě.

2. ZHODNOCENÍ SOUČASNÉHO STAVU VÝZKUMU

2.1 Sněhové sucho

2.1.1 Příčiny vzniku sněhového sucha

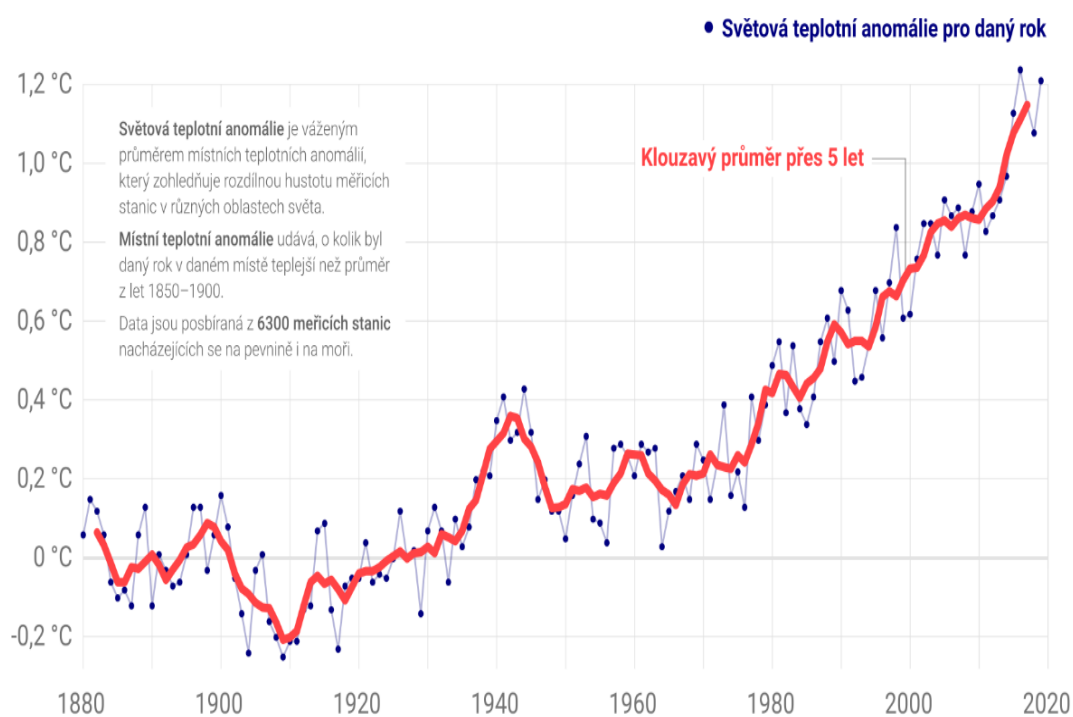
Sněhové sucho je v současnosti velmi častým tématem mnoha odborných, hydrologicky zaměřených, studií. Sníh hraje důležitou roli při správném fungování přírodních procesů a také představuje důležitý element ve většině lidských činnostech (Barnett, Adam, Lettenmaier 2005). Jako i u jiných typů sucha, tak i u sněhového sucha platí, že jeho výskyt je těžké předpovídat na konkrétní sezónu či několika sezón dopředu. Klimatické modely naznačují, že v budoucnosti se čím dál častěji bude vyskytovat sněhové sucho a zároveň poroste i jeho intenzita (Huning, AghaKouchak 2018). Výskyt sněhového sucha není v čase a v prostoru stejný. Sněhové sucho se v současnosti ve velkém dotýká Severní Ameriky, Evropy, východního Ruska, And, vysokohorské oblasti Asie a Blízkého východu (Acquaotta a kol. 2015; Lee, Sheridan 2018; Malmros a kol. 2018). Sněhovým suchem jsou nejvíce postihnuty níže položené oblasti a oblasti nižších zeměpisných šířek, ale v posledních několika letech se problematika sněhového sucha začíná dotýkat i výše položených oblastí a míst s větší zeměpisnou šířkou (Marty a kol. 2017). Budoucí změny sněhové pokrývky budou záviset na nadmořské výšce, jelikož vyšší nadmořské výšky jsou chladnější a bude potřeba většího oteplení, než dojde k dosažení bodu tání (Pierce, Cayan 2013).

Sněhová pokrývka je citlivá jak na zvyšující se teplotu vzduchu a na množství a skupenství srážek, ale také na další faktory, jako je například množství prachových částic vyskytující se na sněhu, které ovlivňují kolik procent slunečního záření se vstřebá či odrazí (Pierce, Cayan 2013). Všechny zmíněné faktory hrají důležitou roli při vzniku sněhového sucha. Jednou z nejvýznamnějších příčin vzniku sněhového sucha je bezpochyby zvyšování průměrné teploty vzduchu (obrázek 1) vlivem globální změny klimatu (Pierce, Cayan 2013). K podobnému závěru dospěli i Brown, Mote (2009), kteří tvrdí, že pokles sněhové pokrývky úzce souvisí s globální změnou klimatu, protože akumulace a tání sněhové pokrývky je spojena s prahovou hodnotou 0 °C a vlivem růstu teploty vzduchu dochází k častějšímu překročení této prahové hodnoty. Reakce sněhové pokrývky na globální změnu klimatu je regionálně dosti odlišná a je komplikována pravděpodobným nárustem srážek ve větších zeměpisných šířkách (Räisänen 2008). Obecně by se dalo říct, že čím větší zeměpisná šířka a vyšší nadmořská výška, tak tím pravděpodobněji dochází k větší akumulaci sněhu. Naopak čím menší zeměpisná šířka a nižší nadmořská výška, tak k tím menší akumulaci sněhu dochází. V konečném důsledku

globální změna klimatu může vést k protichůdným změnám sněhové pokrývky (Räisänen 2008). Je důležité dodat, že zásadní otázkou budoucích let je to, o kolik se průměrná teplota vzduchu zvedne a při jaké teplotě dojde k tomu, že i ve větších zeměpisných šířkách a vyšších nadmořských výškách dojde k překročení prahové hodnoty, což bude mít za následek snížené ukládání sněhu v zimním období.

Dalším faktorem, který se podílí na vzniku sněhového sucha, je množství a skupenství srážek. Skupenství srážek je silně provázáno s rostoucí teplotou vzduchu a jsou zde i podobné trendy. Podíl sněhových srážek na celkových srážkách se snižuje s klesající nadmořskou výškou a zeměpisnou šířkou (Solomon a kol. 2007). Dále variabilitu výšky sněhové pokrývky ovlivňuje severoatlantická oscilace, které ovlivňuje především výšku sněhu v Eurasii (Popov 2007).

Kombinujícím faktorem, který dává do souvislosti teplotu vzduchu a srážky je tzv. prahová nadmořská výška. Oblasti nacházející se pod prahovou nadmořskou výškou jsou více citlivé na změnu teploty vzduchu a oblasti nad prahovou nadmořskou výškou jsou více náchylné na změnu srážek (Sospedra-Alfonso a kol. 2015). V některých regionech v posledních letech dochází ke zvyšování této prahové nadmořské výšky, a tedy k rozšiřování míst, která jsou více náchylná na změnu teploty. Zvyšování prahové nadmořské výšky souvisí s globální změnou klimatu. Touto tematikou se více zabírá kapitola 2.1.3.



Obrázek 1: Vývoj světové teplotní anomálie (zdroj: <https://faktaoklimatu.cz/>).

2.1.2 Typy sněhového sucha a rozdílnost jejich dopadů

V současné době existují dva typy sněhového sucha, které mají odlišné příčiny vzniku a dopady. Zkoumání typů sněhového sucha, jeho příčin a dopadů je v posledních letech důležitým bodem mnoha organizací, které se zabývají bojem se suchem. Správné ačasné odlišení typů sněhového sucha je důležité pro vytvoření správných a efektivních opatření, které tlumí jejich dopady. Například se jedná o správnou reakci vodohospodářů, kteří v zimním období odpustí nebo naopak zadrží vodu v nádržích, právě v reakci na to, jaké sněhové sucho se ten daný rok vyskytlo. Samotné odlišení obou typů sněhového sucha v průběhu zimní sezóny není snadné a vyskytuje se zde celá řada problémů. Jako názornou ukázkou lze použít studii, která se prováděla na západním pobřeží Spojených států amerických. Harpold a kol. (2017) uvádějí, že slabou stránkou monitorovacích sítí jsou používané metriky sledující sucho, například Palmerův index intenzity sucha (PDSI), který bere všechny srážky jako déšť. Tento předpoklad vede k tomu, že na základě tohoto indexu nelze odlišit jednotlivé typy sněhového sucha, a tedy nelze nastavit efektivní opatření, které by budoucí sucha mírnila. Práci, které se zabývají typy sněhového sucha a jeho následky není stále mnoho, ale výzkum této problematiky neustále probíhá a počet prací postupně roste.

Suché sněhové sucho je prvním typem sněhového sucha. Harpold a kol. (2017) charakterizují suché sněhové sucho tak, že vodní hodnota sněhu (SWE) a srážky jsou téměř stejné (poměr SWE a srážek je blízko jedné) a když je SWE pod normálem, tak i zimní srážky musí být podnormální, tedy podprůměrné SWE je způsobeno podprůměrnými srážkami. Hlavní příčinou vzniku suchého sněhového sucha jsou tedy nedostatečné zimní srážky, které vedou k podprůměrné akumulaci sněhu. Teplota vzduchu v zimním období odpovídá u tohoto typu sněhového sucha průměrné či případně podprůměrné hodnotě.

Druhým typem sněhového sucha je **teplé sněhové sucho**. Teplé sněhové sucho se vyznačuje tím, že SWE dosahuje podprůměrných hodnot a srážky dosahují hodnot průměrných či nadprůměrných (poměr SWE a srážek je nízký) (Harpold a kol. 2017). Oproti suchému sněhovému suchu se u teplého sněhového sucha častěji vyskytují dešťové srážky v zimním období (Harpold a kol. 2017). Hlavní příčinou vzniku teplého sněhového sucha je nadprůměrná teplota vzduchu, která brání akumulaci sněhu. Nadprůměrná teplota vzduchu také vede k pozdějšímu nástupu nebo k dřívějšímu konci sněhové sezóny (Dierauer a kol. 2019).

Oba typy sněhového sucha mají společné a rozdílné znaky. Společné je například to, že u obou je hodnota SWE a výšky sněhu podprůměrná. Hlavním rozdílem jsou klimatické příčiny vzniku a tím pádem se liší i jejich dopady. Dopady teplého sněhového sucha jsou značné. Teplé

sněhové sucho snižuje každoroční vrchol povodně, jednak kvůli tomu, že více srážek v zimním období padá jako déšť a za druhé kvůli tomu, že se prodlužuje interval tání před vrcholem povodně (Rood a kol. 2016). Větší podíl dešťových srážek v zimním období také zvětšuje pravděpodobnost výskytu povodňových událostí v zimě. Podle již zmiňované studie, která probíhala na západním pobřeží Spojených států amerických, vedlo teplé sněhové sucho k větším průtokům v zimním období, kdy většina vody uložená ve sněhové pokrývce otekla ještě před začátkem jara. V důsledku toho, že většina vody uložená ve sněhové pokrývce otekla v zimním období, tak vodní toky na jaře a v létě nemohly být zásobeny vodou z postupně tajícího sněhu, což vedlo k podnormálním jarním a letním průtokům (Harpold a kol. 2017). Dřívější úbytek sněhu, který je typický pro teplé sněhové sucho je také spojen s dalšími nepřímými dopady. Jedná se například o zvýšení počtu požárů (Westerling a kol. 2006), vyšší úmrtnost stromů (Bales a kol. 2018), sníženou absorpci uhlíku (Harpold 2016) a zvýšený vodní stres horských ekosystémů (Winchell a kol. 2016). Dopady suchého sněhového sucha se v mnoha ohledech liší od dopadů teplého sněhového sucha. První rozdílem je to, že suché sněhové sucho vede k celoročně nízkým průtokům (Dierauer a kol. 2019). Mezi další dopady se řadí nízká hladina vody v přehradách, snížená výroba vodních elektráren, nedostatek pitné vody a také zhoršení kvality vody (Dierauer a kol. 2019). Zmíněné dopady se mohou vyskytovat i u teplého sněhového sucha, ale jsou častější u suchého sněhového sucha.

Některé studie (například Dierauer a kol. 2019) definují třetí typ sněhového sucha. Jedná se o typ, který vznikl kombinací teplého a suchého sněhového sucha. Vyznačuje se nadprůměrnými zimními teplotami a podprůměrnými zimními srážkami. Jeho dopady jsou ze všech typů sněhového sucha nejhorší. Tento typ sněhového sucha často vede ke značnému letnímu suchu a pokud se vyskytuje více let po sobě, způsobuje v kombinaci s dalšími faktory několikaletá suchá období.

2.1.3 Zákonitosti výskytu typů sněhového sucha a jejich budoucí vývoj

První proměnná, která ovlivňuje výskyt jednotlivých typů sněhového sucha, je klima. V současné době se častěji vyskytuje teplé sněhové sucho. Častější výskyt teplého sněhového sucha souvisí s regionální rozdílností klimatu, které působí na SWE. V chladných kontinentálních oblastech je variabilita SWE především řízena variabilitou srážek a naopak v teplejších přímořských oblastech je variabilita SWE řízena variabilitou teploty vzduchu (Cline 1997; Harpold a kol. 2012). Obecně se dá říct, že oblasti, kde jsou zimní a jarní teploty blízké nule, jsou více náchylné na změnu klimatu (Luce a kol. 2014). Druhá proměnná, která hraje roli v citlivosti na srážky a v citlivosti na teplotu vzduchu, je nadmořská výška (Luce a

kol. 2014). Nedávno recenzované studie zjistily, že existuje prahová nadmořská výška, nad kterou jsou srážky hlavním faktorem ovlivňující variabilitu sněhové pokrývky a pod kterou je teplota vzduchu hlavním činitelem ovlivňující variabilitu sněhové pokrývky (Sospedra-Alfonso a kol. 2015). Hodnota prahové nadmořské výšky představuje místo, kde je citlivost na teplotu vzduchu a na srážky stejná (Sospedra-Alfonso a kol. 2015). V současné době dochází k největším změnám SWE v nízkých nadmořských výškách, která jsou citlivá na teplotu vzduchu (Mote a kol. 2018). Tato událost je spjata s globální změnou klimatu, která byla popsána v kapitole 2.1.1. Na základě těchto zjištění je výskyt jednotlivých typů sněhového sucha podmíněn regionální rozdílností klimatu a existencí prahových hodnot. Suché sněhové sucho převládá především v severnějších oblastech Evropy a Severní Ameriky a ve vyšších nadmořských výškách. Regiony, ve kterých je větší citlivost na teplotu, jsou více náchylná na vznik teplého sněhového sucha (Dierauer a kol. 2019).

Klimatické modely naznačují, že v budoucnosti se stále častěji bude vyskytovat teplé sněhové sucho (Pierce, Cayan 2013). V některých oblastech byl již identifikován vzestupný trend prahové nadmořské výšky (Morán-Tejeda a kol. 2013). Přesun od suchého sněhového sucha k teplému bude nerovnoměrný a závislý na nadmořské výšce, načasování srážek a vlhkosti vzduchu (Harpold a kol. 2017).

2.1.4 Jaký typ sněhového sucha převládá ve střední Evropě

Na základě dosud publikovaných studií nelze určit, který typ sněhového sucha ve střední Evropě převládá. Důležitou roli zde hraje nadmořská výška a s tím související prahová nadmořská výška (Morán-Tejeda a kol. 2013). Ve švýcarských Alpách se prahová nadmořská výška pohybuje kolem 1400 (+200) metrů nad mořem. Morán-Tejeda a kol. (2013) zaznamenali u některých sněhových charakteristik vzestupný trend prahové nadmořské výšky. V nadmořských výškách mezi 1000 až 1500 metry byly prokázány významné klesající trendy v době trvání sněhové pokrývky a podílu sněžení ve srovnání s jinými nadmořskými výškami (Blahušiaková a kol. 2020). V oblastech pod prahovou nadmořskou výškou se častěji vyskytuje teplé sněhové sucho a variabilita sněhové pokrývky je řízena teplotou vzduchu (Sospedra-Alfonso a kol. 2015). Ve vysokých nadmořských výškách nebyly pozorovány žádné nebo jen mírné změny sněhové pokrývky (Blahušiaková a kol. 2020). I v těchto oblastech došlo k nárůstu teploty vzduchu, ale hlavním činitelem ovlivňující variabilitu sněhové pokrývky jsou srážky (Blahušiaková a kol. 2020). Obecně se dá říct, že oblasti nižších nadmořských výšek jsou více náchylné na změnu teploty vzduchu a na výskyt teplého sněhového sucha. Naopak oblasti vyšších nadmořských výšek jsou více ovlivněné variabilitou srážek a je u nich

pravděpodobnější výskyt suchého sněhového sucha. Nadmořské výšky blízké prahové nadmořské výšce, jsou citlivé jak na teplotu vzduchu, tak na srážky a je u nich možný výskyt kombinace obou typů sněhového sucha (Sospedra-Alfonso a kol. 2015). V budoucnosti je očekáván významný pokles sněhové pokrývky v nadmořských výškách mezi 1500 až 2000 metry a pokračující vzestupný trend prahové nadmořské výšky (Gobiet a kol. 2014).

2.1.5 Dopady sněhového sucha

V této podkapitole se práce zabývá dopady sněhového sucha. Některé dopady již byly zmíněné v kapitole 2.1.2, ale byly rozdělené dle typů sněhového sucha. Dopady lze rozdělit na primární a sekundární. Primární dopady jsou ty, které jsou přímo způsobené sněhovým suchem. Sekundární dopady si možno představit tak, že sněhové sucho bylo prvotním impulsem následných, povětšinou socioekonomických problémů.

Prvním dopadem sněhového sucha je dopad na povrchové a podzemní vody. Sněhové sucho vede k častým nízkým letním průtokům (Jenicek a kol. 2016), které jsou zvláště nízké v oblastech, kde hlavním zdrojem vodnosti řek je voda z tajícího sněhu. Dalším problémem, který ovlivňuje průtoky řek a je spjat s nedostatečnou akumulací sněhu, je umělé zasněžování. V letech, kdy je nedostatečná sněhová pokrývky, jsou majitelé lyžařských areálů nuceni využít možnosti umělého zasněžování. Voda na umělé zasněžování je často čerpána z přilehlých řek. U teplého sněhového sucha se také častěji vyskytuje zvýšený zimní průtok, který je spjat se změnou podílu sněžení (Harpold a kol. 2017). V některých případech vede kombinace teploty a dešťových srážek dopadajících na sněhovou pokrývku k rozsáhlým zimním povodním. Nízká sněhová pokrývka ovlivňuje doplňování podzemních vod. Poslední roky na území České republiky byly ve znamení rekordně nízkých stavů hladin podzemních vod, jak v mělkých, tak v hloubkových vrtech (ČHMÚ). Jednou z příčin těchto rekordně nízkých stavů podzemní vod byla nedostatečná sněhová pokrývka v zimním období, kdy voda ze sněhu nestačila doplňovat podzemí vody (ČHMÚ). Sněhová pokrývka a její izolační a fyzikální vlastnosti hrají důležitou roli jak pro přežití mnoho organismů a ekosystémů tak i pro klima. Nedostatečná sněhová pokrývka má sníženou izolační funkci, což vede v kombinaci s nízkými teplotami k hlubšímu promrzání půdy. Hlubší promrzání půdy vede k narušení kořenového systému rostlin, ke snížení infiltračních schopností půdy, což má za následek zintenzivnění eroze půdy, jelikož voda se hůře vsakuje, a tedy více odtéká po povrchu a tím umocňuje erozi půdy (Øygarden 2003). Sněhové sucho se projevuje snížením nebo zkrácením některých sněhových charakteristik. Například se jedná o snížení SWE, výšky sněhu a podílu sněžení. V některých případech dochází k poklesu počtu dní se sněžením a doby trvání sněhové

pokrývky, což má za následek dřívější nástup jara či případně pozdější nástup zimy. Bales a kol. (2018) zjistili, že sněhové sucho společně s dalšími faktory přispívá ke zvýšení úmrtnosti stromů. Westerling a kol. (2006) poukázali na to, že sněhové sucho v kombinaci s nedostatečnými letními srážkami a nadprůměrnou teplotou vzduchu vede ke zvýšení počtu požárů v zasažené oblasti. Sněhové sucho a následný nedostatek vody také zvyšuje vodní stres horských ekosystémů (Harpold a kol. 2016) a přispívá ke snížení schopnosti absorpce uhlíku (Winchell a kol. 2016).

Dopady sněhového sucha zmíněné v předešlém odstavci by se daly nazvat primárními dopady sněhového sucha. V některých částech světa je sněhové sucho prvotním impulsem vážných sekundárních dopadů. Afghánistán byl v zimní sezóně 2017/2018 silně zasažen sněhovým suchem (Huning, AghaKouchak 2020). Sněhovým suchem byly zasaženy všechny sněhové oblasti Afghánistánu a intenzita sucha byla v lednu, únoru a březnu 3,9 až 4,5krát silnější oproti normálu (Huning, AghaKouchak 2020). Na vodě ze sněhu je závislé tamní zemědělství a navazující potravinářství průmysl. Nedostatek vody způsobený sněhovým suchem vedl k neúrodě, vysychání studen, umírání dobytka a k následnému hladomoru (Huning, AghaKouchak 2020). Podle Červeného kříže bylo přibližně 266 000 obyvatel, převážně venkovských oblastí, nuceno kvůli suchu opustit své domovy (IFRC 2018). Dalších 10 miliónů lidí bylo ohroženo nedostatkem potravin. Takto rozsáhlé důsledky nejsou výsledkem pouze sněhového sucha, ale jsou kombinací více klimatických a socioekonomických faktorů. V Afghánistánu je například nedostatečný počet přehrad a tím pádem je více ohrožen suchem a povodněmi (Huning, AghaKouchak 2020).

Značné socioekonomické dopady mělo i sněhové sucho v Kalifornii v zimní sezóně 2014/2015 (Mote a kol. 2018). Tomuto suchu předcházela perioda, kdy srážky byly hluboko pod průměrem. Za sněhové sucho 2014/2015 mohla především nadprůměrná teplota vzduchu, která bránila akumulaci sněhu (Mote a kol. 2018). Významnou složku kalifornské ekonomiky tvoří zemědělství, které je závislé na doplňování zásob podzemní vody ze sněhu. V jarních a letních měsících byl kvůli nedostatečné zimní pokrývce rozsáhlý nedostatek vody, který vedl ke snížení produkce potravin, k úhynu dobytka a také přispěl ke zvýšení nezaměstnanosti v regionu (Dierauer a kol. 2019). Odhadované ztráty v zemědělství způsobené sněhovým suchem byly vyčísleny na 1,84 miliardy USD (Howitt a kol. 2015).

2.2 Změny sněhové pokrývky spojené se změnou klimatu

Teplota vzduchu vzrostla prokazatelně vlivem lidské činnosti a v budoucnosti se očekává další růst teploty vzduchu (Solomon a kol. 2007). Změna klimatu, která se podílí na změně sněhové pokrývky, ovlivňuje a bude ovlivňovat život až jedné šestiny populace Země, která je závislá na zdroji pitné i užitkové vody ze sněhu (Pierce, Cayan 2013). V současnosti je problematika změny sněhové pokrývky bedlivě sledována a studována. Ke změnám sněhové pokrývky přispívají i další faktory. Jedním z nich je polární zesílení. Polární zesílení je jev, kdy v blízkosti pólu dochází k větší změně klimatu na určitý podnět, než je běžná reakce klimatu v jiných částech Země. Podnětem může být například zvyšující se koncentrace skleníkových plynů. Polární zesílení je způsobeno tajícími ledovci (Polyakov a kol. 2002). V budoucnosti je očekáváno, že čím dál častěji bude v zimním období docházet k podprůměrné akumulaci sněhu, tedy se častěji bude vyskytovat sněhové sucho. Se zvyšující se teplotou vzduchu se budou snižovat či zkracovat sněhové charakteristiky, bude docházet k častějším výskytům extrémů počasí což bude mít negativní dopad na sněhovou pokrývku a hydrologii sněhových oblastí (Gobiet a kol. 2014; Meehl a kol. 2012).

2.2.1 Změny sněhové pokrývky ve vybraných regionech Evropy

Evropa se řadí mezi oblasti, kde v současnosti dochází k dynamickým změnám sněhové pokrývky. V posledních letech došlo ke zrychlení a zintenzivnění procesů, které negativně ovlivňují sněhovou pokrývku. Rozsáhlé změny sněhové pokrývky lze pozorovat téměř ve všech regionech Evropy. Hlavním faktorem, který se podílí na těchto změnách je měnící se klima, ale změny sněhové pokrývky ovlivňují i další faktory, jakými jsou například reliéf a lokální zvláštnosti podnebí (Marty a kol. 2017).

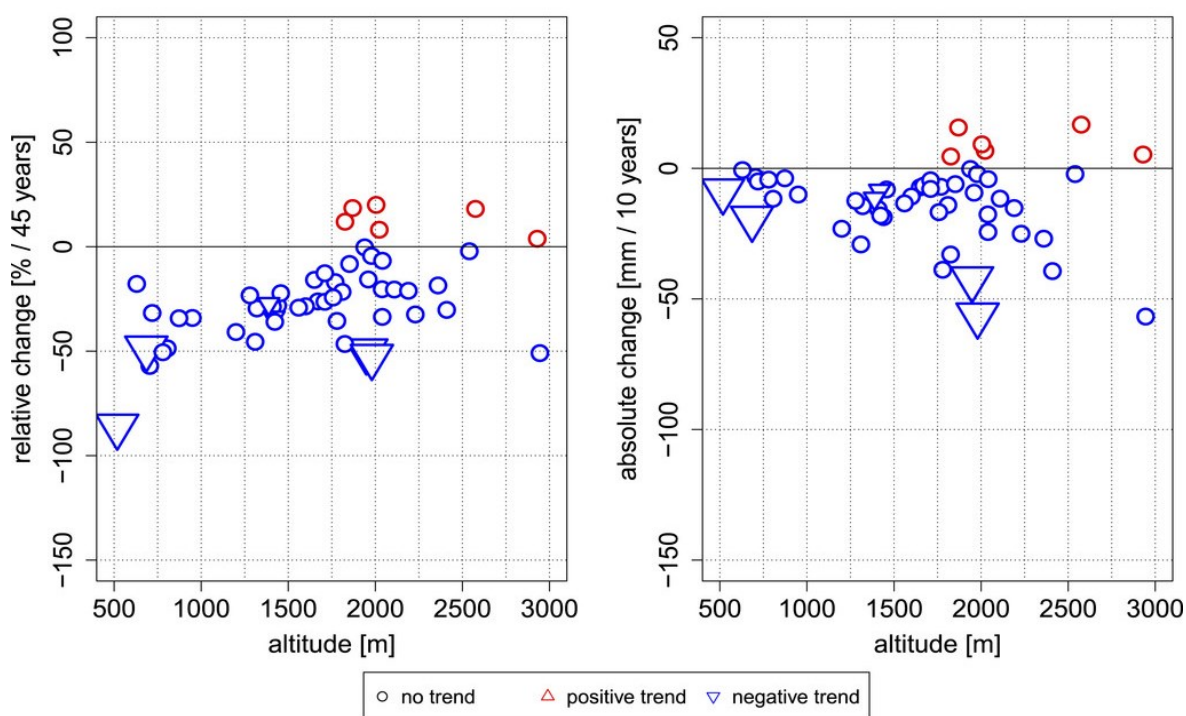
V Alpách jsou již téměř 45 let zaznamenávány změny sněhové pokrývky související se změnou klimatu. Je zde možné pozorovat dlouhodobé změny SWE, výšky sněhu, doby trvání sněhové pokrývky a dalších sněhových charakteristik (Marty a kol. 2017). Změny průměrné teploty vzduchu, maximální či minimální teploty vzduchu jsou pozorovány ve všech oblastech Alp. Například Acquaotta a kol. (2015) zjistili, že mezi lety 1961–2010 došlo v Piemontských Alpách ke zvýšení maximální teploty vzduchu ve všech ročních obdobích s tím, že v nadmořských výškách nad 2 000 metrů a pod 1 600 metrů došlo k největšímu nárůstu maximální teploty vzduchu na jaře. Nadmořské výšky mezi 1600 až 2000 metry zaznamenaly největší nárůst maximální teploty vzduchu v zimě (Acquaotta a kol. 2015).

Reakce sněhové pokrývky na globální změnu klimatu je v Alpách značná a také je závislá na nadmořské výšce (Marty a kol. 2017). U většiny sněhových charakteristik došlo k negativním změnám (Marty a kol. 2017; Olefs a kol. 2020; Schöner a kol. 2019). Negativní změny bylo pozorováno napříč celými Alpami (obrázek 4). Marty a kol. (2017) mezi lety 1968–2012 pozorovali pokles únorového i dubnového SWE. Pokles byl zaznamenán i u průměrné doby trvání sněhové pokrývky. Průměrná doba trvání sněhové pokrývky se v rakouských Alpách v letech 1980–2009 snížila o 11 až 15 dní v porovnání s lety 1950–1979 (Marty a kol. 2017). V období od zimní sezóny 1961/1962 do zimní sezóny 2019/2020 došlo k poklesu průměrné doby trvání sněhové pokrývky o 42 dní, což odpovídá poklesu 7 dní za desetiletí (Olefs a kol. 2020). V jižních regionech Švýcarska a Rakouska dochází k významnému poklesu výšky sněhu. Pokles činí průměrně 12 cm/10 let pro nadmořské výšky kolem 2000 metrů (Schöner a kol. 2019). U většiny zmíněných studií byla jedním z hlavních důvodů negativních změn globální změna klimatu. Dalším faktorem, který ovlivňuje rozsah změny sněhové pokrývky je nadmořská výška. U sněhových charakteristik by se hranicí, pod kterou dochází k významným negativním změnám, dala označit nadmořská výška 2000 metrů (Olefs a kol. 2020; Schöner a kol. 2019). Například ke zkrácení průměrné doby trvání sněhové pokrývky došlo především v nadmořských výškách menších jak 2000 metrů. (Olefs a kol. 2020). U únorové hodnoty SWE byl zjištěn pokles hodnoty ve všech nadmořských výškách (obrázek 2). Snížení hodnoty SWE je jen mírně závislé na nadmořské výšce, ačkoliv největší relativní pokles ($\sim 90\%$) je pozorován v místech s nejmenší nadmořskou výškou (obrázek 2). Podobná situace je i u dubnové hodnoty SWE u které jsou negativní změny pozorovány ve všech nadmořských výškách (obrázek 3). Absolutní ztráta SWE (mm/10 let) se zvyšuje s nadmořskou výškou, zatímco relativní ztráta SWE (%/45 let) klesá z přibližně 90% v nejnižší nadmořské výšce na přibližně 50% v nejvyšší nadmořské výšce (obrázek 3) (Marty a kol. 2017). Pozorovaný pokles únorové i dubnové hodnoty SWE lze jasně spojit s nárůstem teploty vzduchu a současně s mírným poklesem srážek (Marty a kol. 2017).

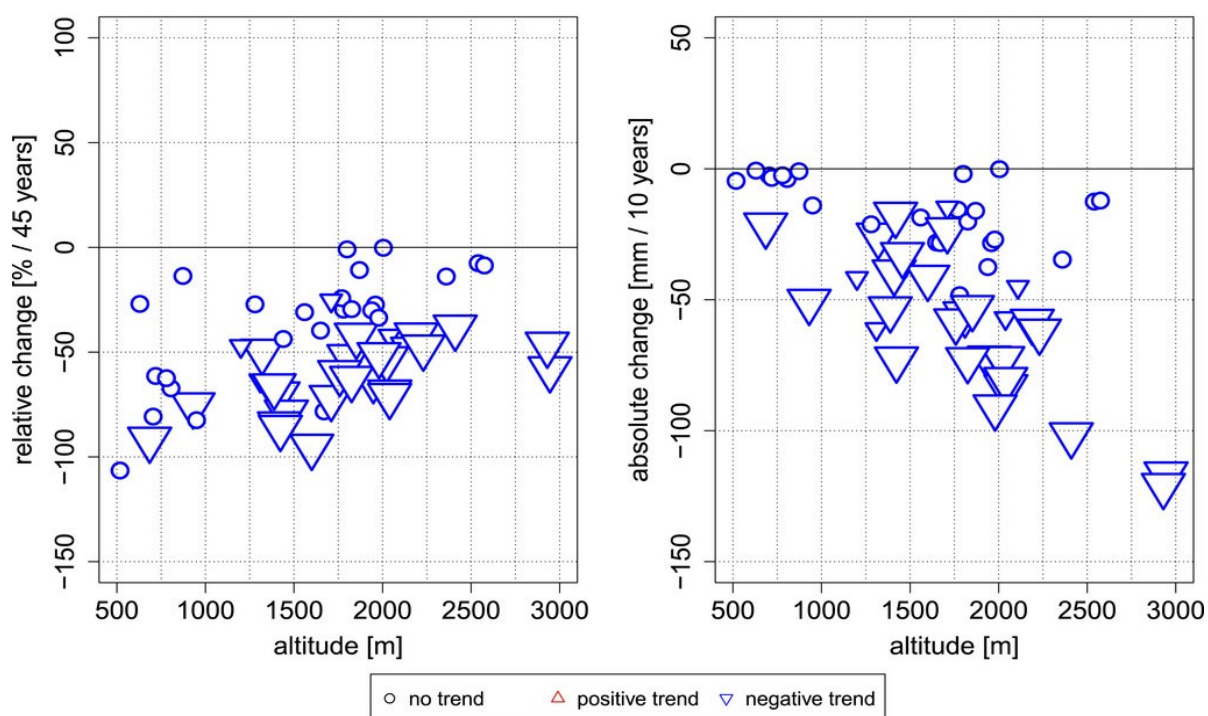
Růst teploty vzduchu bude podle klimatických modelů v Alpách pokračovat (Gobiet a kol. 2014; Smiatek a kol. 2009). Podle emisního scénáře A1B, který předpokládá vyvážené využívání všech zdrojů energie, se do konce 21. století očekává nárůst teploty vzduchu o 0,25 °C za dekádu, s tím, že ve druhé polovině 21. století bude teplota vzduchu růst tempem 0,36 °C za dekádu (Gobiet a kol. 2014). Podle globálních klimatických modelů by teplota vzduchu mohla do konce 21. století vzrůst až o 5 °C (Smiatek a kol. 2009). Je očekáváno, že letní a podzimní teplota vzduchu vzroste více než zimní a jarní teplota vzduchu (Smiatek a kol. 2009). U srážek je situace složitější. Pro většinu klimatických modelů je předpovídán silný pokles

srážek v letním období a nárůst srážek v zimním období (Gobiet a kol. 2014, Smiatek a kol. 2009). V některých regionech dojde do konce 21. století k nárůstu srážek v zimě až o 40 % a poklesu letních srážek o 30 % (Smiatek a kol. 2009). Také dojde k nárůstu extrémů počasí, jak k nárůstu srážkový extrémů, tak i teplotních (Gobiet a kol. 2014).

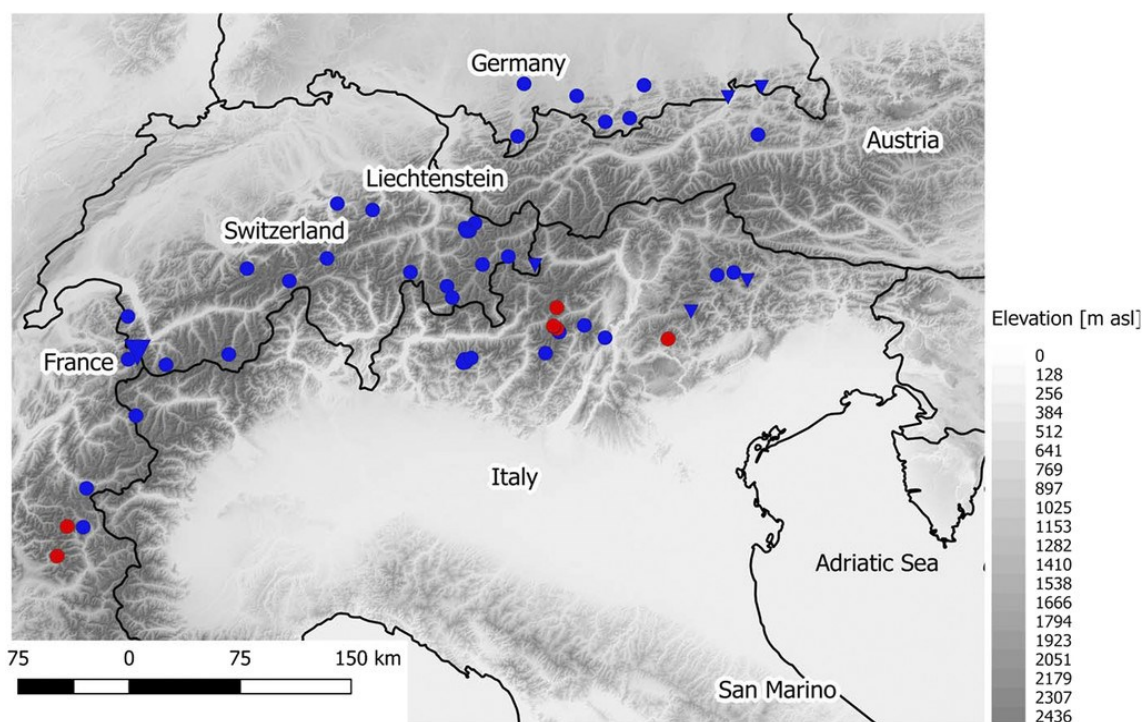
Ačkoliv je u zimních srážek očekáván nárůst, tak podle klimatických modelů bude sníh v nadmořských výškách menších jak 3000 metrů ustupovat (Beniston 2012). Zvyšující se srážky povedou v některých oblastech ke zvýšení sněhové pokrývky, především se bude jednat o oblasti vyšší jak 3000 m n.m., kde některé modely předpovídají možný nárůst sněhové pokrývky (Beniston 2012). Ale i přesto bude dominantnějším faktorem, který bude ovlivňovat sněhovou pokrývky v Alpách, teplota vzduchu (Gobiet a kol. 2014). Například oteplení o 1 °C vede k nárůstu sněžné čáry asi o 150 metrů (Jenicek a kol. 2016). Do konce 21.století reálně hrozí, že v nížinách a podhůří Alp se již nebude vyskytovat sněhová pokrývky (Beniston 2012).



Obrázek 2: Únorový relativní (vlevo) a absolutní (vpravo) trend SWE mezi lety 1968–2012 pro jednotlivé stanice. Modrá barva představuje negativní trend, červená pozitivní. Velké trojúhelníky představují významné trendy ($p < 0,05$) a malé slabě významné trendy ($p < 0,2$) (zdroj: Marty a kol. 2017).



Obrázek 3: Dubnový relativní (vlevo) a absolutní (vpravo) trend SWE mezi lety 1968–2012 pro jednotlivé stanice. Modrá barva představuje negativní trend, červená pozitivní. Velké trojúhelníky představují významné trendy ($p < 0,05$) a malé slabě významné trendy ($p < 0,2$) (zdroj: Marty a kol. 2017).



Obrázek 4: Geografické rozdělení 45letého trendu únorového SWE. Modrá určuje negativní trend, červená určuje pozitivní trend. Velké trojúhelníky označují významné trendy ($p < 0,05$) a malé trojúhelníky označují slabě významné trendy ($p < 0,2$) (zdroj: Marty a kol. 2017).

V Pyrenejích je voda ze sněhu jedna z nejdůležitějších složek, která se podílí na doplňování podzemních vod. Dostatečná zimní sněhová pokrývka je stěžejní pro místní ekonomiku, především pak pro majitele lyžařských areálů a zemědělce (Morán-Tejeda a kol. 2017). Mezi lety 1950–2010 došlo ke zvýšení průměrné teploty vzduchu o 0,2 °C za dekádu a zároveň byl mezi lety 1910–2013 zjištěn rostoucí trend minimální teploty vzduchu o 0,1 °C za 10 let (<https://www.climatechangepost.com>). V posledních letech dochází k růstu jak průměrné teploty vzduchu, tak minimální a maximální teploty vzduchu. V časovém období od roku 1970 do roku 2013 se minimální teplota vzduchu zvyšovala tempem 0,2 °C za dekádu (<https://www.climatechangepost.com>). Tak jako v Alpách, tak i v Pyrenejích jsou pozorovány změny sněhové pokrývky spojené se změnou klimatu. Prvním negativním dopadem zvyšující se teploty vzduchu je změna počtu suchých a vlhkých teplých nebo chladných dnů. Došlo k poklesu počtu suchých a vlhkých chladných dnů na jaře a v zimě (obrázek 5). Naopak se zvýšil počet suchých a vlhkých teplých dnů v zimním i v jarním období, kdy především v jarních měsících byl vzestup výrazný (obrázek 5) (Morán-Tejeda a kol. 2017). V Pyrenejích byl také mezi lety 1984–2007 identifikován pozvolný pokles průměrné výšky sněhu (obrázek 6) (Morán-Tejeda a kol. 2017). I další studie prováděné v této oblasti dospěly ke stejnému závěru, tedy k tomu, že v Pyrenejích dochází z dlouhodobého hlediska k negativním změnám sněhové pokrývky, které jsou spjaté s globální změnou klimatu (López-Moreno a kol. 2020). Je nutné si uvědomit, že nejen v Pyrenejích, je velká meziroční variabilita sněhové pokrývky. Dvě předchozí studie potvrdily dlouhodobý pokles sněhové pokrývky, ale není to tak, že každá další zima je na sníh chudší a chudší. V Pyrenejích dochází ke střídání zim chudších a zim bohatších na sníh (Buisan a kol. 2015).

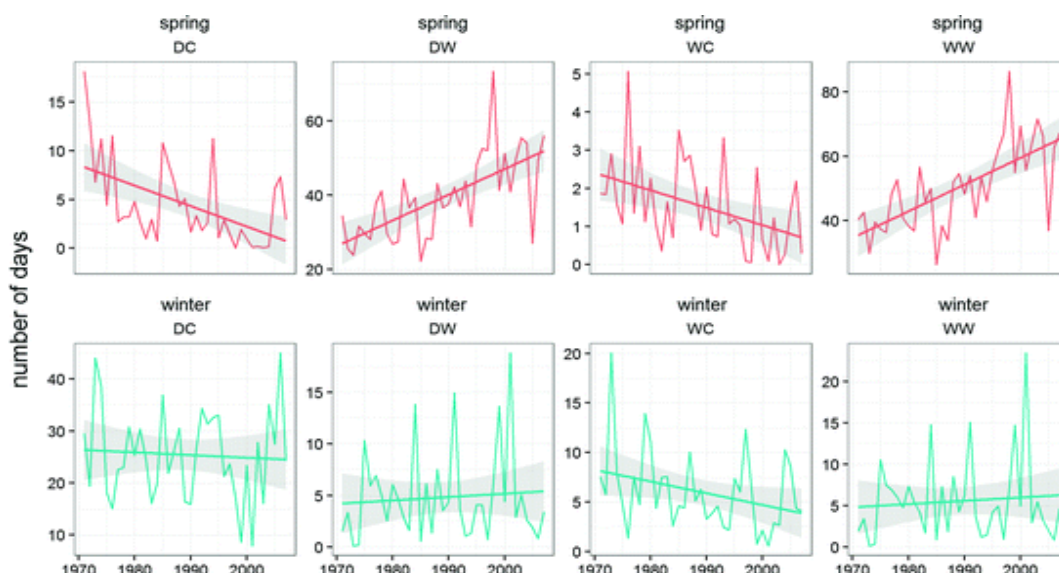
Další sněhovou oblastí, která je zasažena změnou sněhové pokrývky spojené se změnou klimatu jsou Karpaty. Růst teploty vzduchu byl zaznamenán ve všech částech Karpat, kdy například v Rumunské části pohoří byl od roku 1961 prokázán nárůst průměrné roční teploty vzduchu o 0,5 °C (Anders a kol. 2014). Nárůst průměrné teploty vzduchu byl v jednotlivých měsících odlišný a zvláště silný byl v zimních a letních měsících (Anders a kol. 2014). K podobnému závěru dospěly i další studie. Micu a kol (2021) zjistili, že průměrná roční teplota vzduchu se v Karpatech mezi lety 1961–2010 zvyšovala tempem 0,2 až 0,3 °C za dekádu. Nejvýraznější změny průměrné teploty vzduchu byly zaznamenány v severozápadních Karpatech (Micu a kol 2021).

V tomto regionu je o něco komplikovanější prokázání negativních dopadů změn teploty vzduchu na sněhovou pokrývku. Problémem je malý počet studií, které by se danou

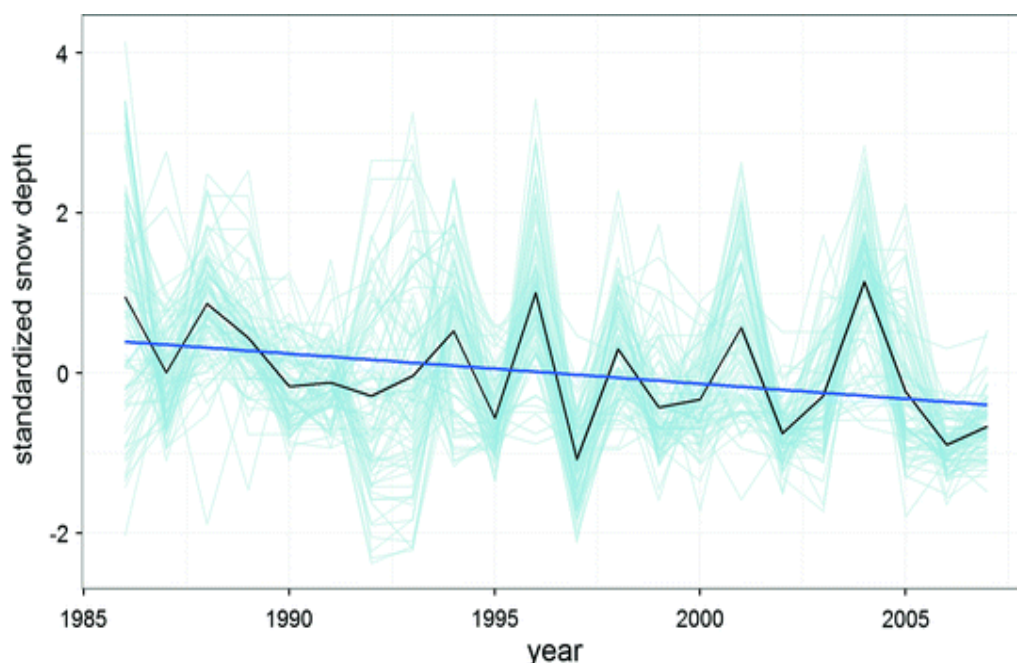
problematikou v Karpatech zabývaly. Pro oblast Karpat existují dvě stěžejní práce. Obě jsou zaměřené na rumunskou oblast Karpat. V první studii bylo zjištěno, že důležitou roli hrají regionální a výškové rozdíly. Mírné změny sněhové pokrývky byly ve vysokohorských lokalitách a výraznější trendy v nízkých a středních nadmořských výškách (Micu 2009). Nebyly stanoveny žádné statisticky významné vazby mezi počtem dní se sněhovou pokrývkou, dobou trvání sněhové pokrývky a sezónním NAO indexem (Micu 2009). Později provedená studie naopak dospěla k závěru, že u počtu dní se sněžením, dobou trvání sněhové pokrývky a průměrnou výškou sněhu existuje silná negativní korelace s indexem NAO (Birsan a kol. 2014). K negativním změnám sněhové pokrývky dospěli i Birsan a kol. (2014), kteří zjistili, že došlo k podstatným negativním změnám výšky sněhu a doby trvání sněhové pokrývky, kdy poklesem sněhové pokrývky je nejvíce zasažena oblast vnitřních Karpat.

V Karpatech i Pyrenejích je očekáván pokračující růst teploty vzduchu. Nárůst teploty vzduchu do konce 21. století se liší podle použitého emisního scénáře. Nárůst teploty vzduchu se bude pohybovat od 1 do 2 °C pro nejnižší emisní scénář až po 5 °C pro RCP 8.5 (Meehl a kol. 2012). U srážek je situace dramatictější. V Pyrenejích a částečně i v Karpatech jsou očekávány největší negativní změny srážkových úhrnů v celé Evropě. Úhrn srážek na Pyrenejském poloostrově se může do konce 21. století snížit až o 22 % (Meehl a kol. 2012).

Předpokládaný pokles srážek a nárůst teploty vzduchu bude mít za následek další změny sněhové pokrývky. Změny sněhových charakteristik budou závislé na nadmořské výšce, kdy například u intenzity a frekvence silného sněžení se na Pyrenejském poloostrově očekává v nadmořských výškách okolo 1000 metrů pokles. Naopak v nadmořských výškách okolo 2000 metrů se výrazné změny v intenzitě a frekvenci sněžení neočekávají (López-Moreno a kol. 2011).



Obrázek 5: Vývoj DW (suché-teplé dny), DC (suché-studené dny), WW (mokrý-teplé dny) WC (mokrý-studené dny) na jaře a v zimě v Pyrenejích (zdroj: Morán-Tejeda a kol. 2017).



Obrázek 6: Vývoj výšky sněhu v Pyrenejích (zdroj: Morán-Tejeda a kol. 2017).

Změnou sněhové pokrývky spojené se změnou klimatu jsou postihnuty i sněhové oblasti střední Evropy. Ve všech zemích střední Evropy je zaznamenán dlouhodobý růst průměrné roční teploty vzduchu. Například v Polsku došlo ve druhé polovině 20. století k nárůstu průměrné roční teploty vzduchu, kdy průměrná roční teplota vzduchu vzrostla v průměru o 1 °C (Anders a kol. 2014). Nejvýraznější nárůst teploty vzduchu byl zaznamenán v jarních měsících. Výraznější změna se projevila u růstu minimální teploty vzduchu. Rostoucí minimální teplota vzduchu vedla ke snížení počtu dní s teplotou vzduchu pod bodem mrazu a zároveň se zmenšil denní rozsah teplot (Anders a kol. 2014). Podobná situace jako je v Polsku je i v Maďarsku. Během druhé poloviny 20. století byl v Maďarsku zjištěn nárůst průměrné roční teploty vzduchu o 0,8 °C (Anders a kol. 2014). V České republice se průměrná roční teplota vzduchu od roku 1961 zvýšila o 2,1 °C (ČHMÚ 2021a). Změna průměrné teploty vzduchu není v jednotlivých měsících stejná. Při porovnání průměrné měsíční teploty vzduchu mezi lety 1961–1970 a lety 2011–2020 byly největší změny pozorovány v prosinci, lednu, březnu a v srpnu (ČHMÚ 2021a). Je zcela patrné, že k největším změnám teploty vzduchu dochází v zimních měsících, což se negativně projevuje v množství uloženého sněhu v zimním období.

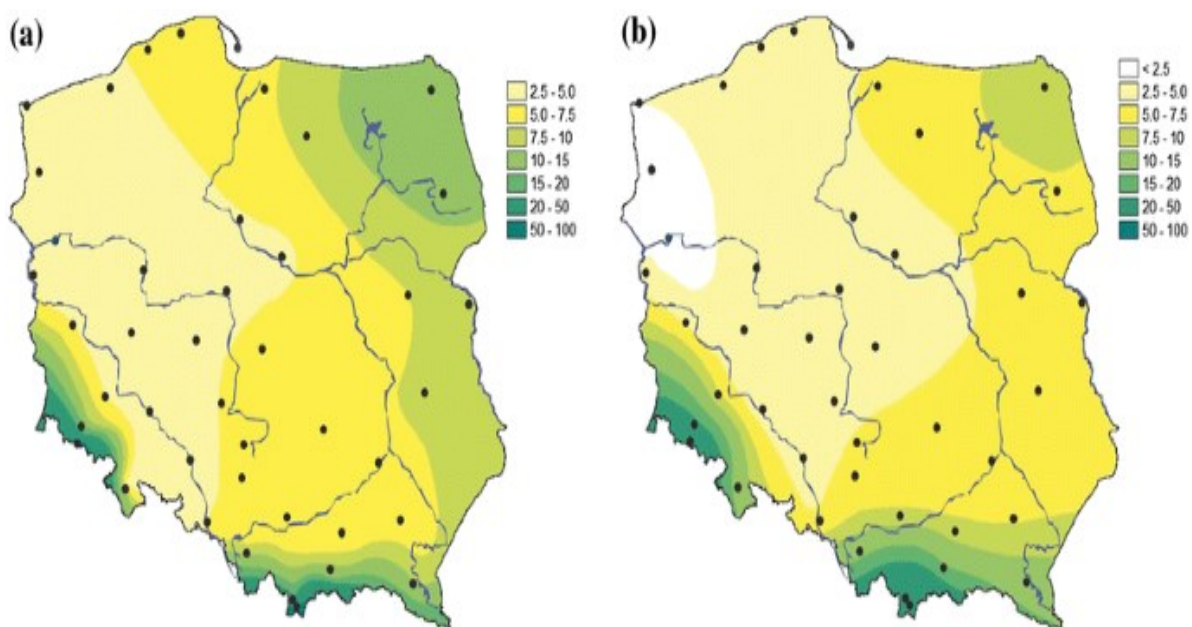
Zvyšování průměrné teploty vzduchu má negativní dopad na sněhovou pokrývku. Většina studií dospěla k závěru, že dochází k negativním změnám sněhové pokrývky (Němec, Zusková 2005; Tomczyk a kol. 2021). Zajímavé je porovnání výsledků starších studií s novějšími. Starší studie, která zkoumala vývoj sněhové pokrývky v České republice mezi lety

1926–2005 sice zjistila, že u některých sledovaných sněhových charakteristik je zaznamenán pokles v posledním sledovaném období (1976–2000), ale žádné výrazné změny sněhové pokrývky nebyly zjištěny (Němec, Zusková 2005). Docházelo ke střídání zim na sních chudších se zimami bohatších na sních (Němec, Zusková 2005). Nověji provedené studie již prokázala klesající trendy sněhových charakteristik. Kožíšek (2020) zjistil klesající trend průměrné výšky sněhu v měsících březnu, dubnu a květnu. Klesající trend byl prokázán i u počtu dní se sněhem. Například na Bedřichově byl zjištěn pokles počtu dnů se sněhem -7,8 dne/10 let (Kožíšek 2020).

V posledních letech dochází v Polsku k dynamickým změnám sněhové pokrývky (Tomczyk a kol. 2021). Novější studie prokázaly výrazné klesající trendy v době trvání sněhové pokrývky (Tomczyk a kol. 2021). U dříve provedených studií, které měly jinak vymezené časové období, nebyl sice zjištěn statisticky významný klesající trend doby trvání sněhové pokrývky a dalších sněhových charakteristik, ale pokles sněhových charakteristik byl zaznamenán na celém území Polska (obrázek 7) (Szweď a kol. 2017). Pokles výšky sněhu není tak výrazný. V Polsku je pokles výšky sněhu vázán na nižší nadmořské výšky (Tomczyk a kol. 2021). V některých regionech, například v jižních horských oblastech Polska, dochází ve vyšších nadmořských výškách k nárůstu výšky sněhu (Tomczyk a kol. 2021). Výška sněhu v Polsku má silnou meziroční variabilitu a je komplikována dalšími klimatickými prvky především pak změnou podílu sněžením (Tomczyk a kol. 2021).

V budoucnosti je ve střední Evropě očekáván další nárůst teploty vzduchu. Odhady budoucího nárůstu teploty vzduchu se liší podle použitého emisního scénáře. Do konce 21. století by měla teplota vzduchu ve střední Evropě vzrůst o 2 °C pro nejnižší emisní scénář a o 5 až 6 °C pro nejvyšší emisní scénář (Meehl a kol. 2012). Zároveň bude docházet k častějším vlnám veder. Pro blízkou budoucnost (2020–2049) se předpovídá, že frekvence vln veder bude dvakrát až třikrát častější a do konce 21. století dokonce hrozí, že se vlny veder v létě stanou běžným jevem středoevropského léta (Lhotka, Kyselý, Farda 2018).

U srážek je situace komplikovanější. V blízké budoucnosti je očekáván mírný nárůst průměrných srážek v zimním období (nárůst řádově o 5–10 %) (Feldmann a kol. 2013). V letním období nejsou očekávány žádné výrazné změny průměrných srážek. V blízké budoucnosti je také očekáván častější výskyt extrémních srážek. Vzrůst extrémních srážek je předpovídán jak pro zimní období tak i pro letní (Feldmann a kol. 2013). Všechny výše zmíněné faktory povedou k poklesu podílu sněžením, intenzity sněžením a k celkovému poklesu sněhové pokrývky (Claire a kol. 2019).



Obrázek 7: Změna průměrné výšky sněhu v Polsku, (a) průměrná výška sněhu mezi lety 1952–1990 (b) průměrná výška sněhu mezi lety 1991–2013 (zdroj: Szwed a kol. 2017).

2.2.2 Změny sněhové pokrývky ve vybraných regionech světa

Změny sněhové pokrývky ve světě jsou stejně dynamické jako v Evropě a ve většině případů se jedná o negativní změny. K rozsáhlým a rychlým změnám sněhové pokrývky dochází ve sněhových regionech Severní Ameriky, severní části Eurasie, Andách a ve vysokohorské Asii. Změny sněhové pokrývky sebou přinášejí celou řadu problémů. V některých oblastech způsobují nedostatek vody pro zemědělství, vymírání vzácných rostlinných a živočišných druhů a celou řadu socioekonomických a hydrologických problémů (viz. kapitola 2.1.5).

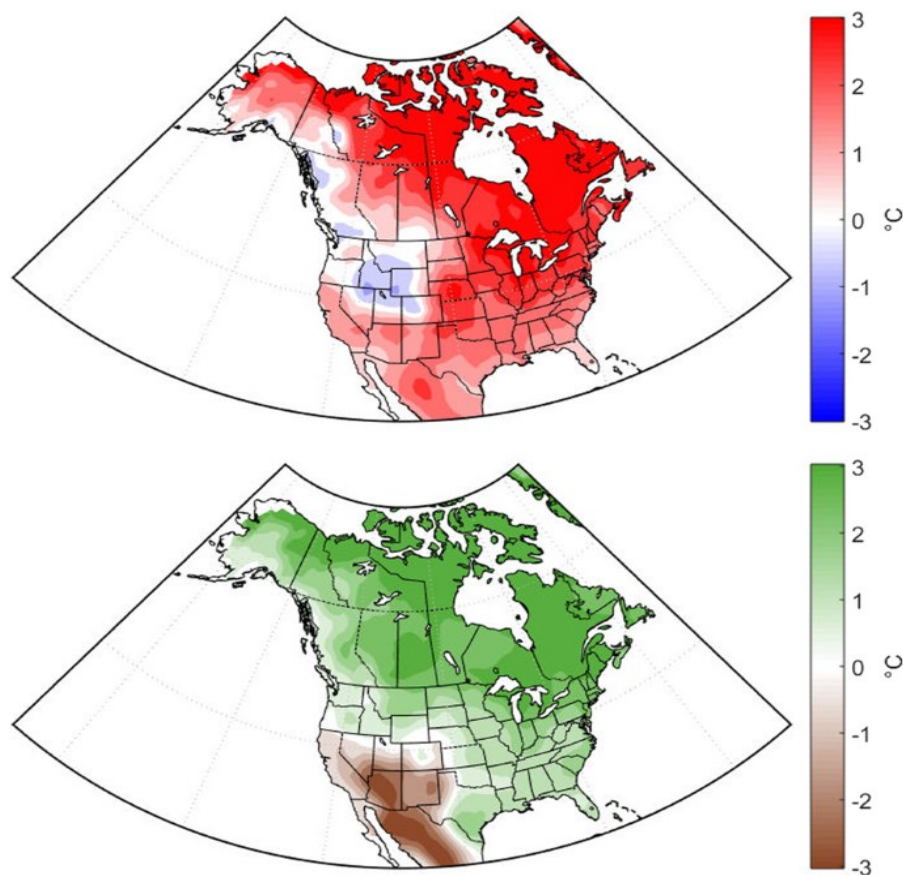
Severní Amerika je postihnuta rozsáhlou změnou klimatu (Lee a kol. 2018). V některých regionech se průměrná teplota vzduchu mezi lety 1979–2017 zvedla o 2 až 3 °C (Lee a kol. 2018). Nejvýraznější růst průměrné teploty vzduchu byl zaznamenán na severovýchodě a severu Kanady (obrázek 8) (Lee a kol. 2018). Mezi lety 1979–2017 došlo k poklesu všech typů chladných dnů (suché chladné dny, chladné dny, vlhké chladné dny) a k vzrůstu všech typů teplých dnů (suché teplé dny, teplé dny, vlhké teplé dny). Například suché teplé dny znamenají, že teplota vzduchu je nadnormální a zároveň srážky jsou podnormální. Vzrůst teplých dnů byl pozorován téměř ve všech oblastech Severní Ameriky. Nejvýraznější nárůst zaznamenaly suché teplé dny (+22 dní za rok) a vlhké teplé dny (+10 dní za rok), naopak k největšímu poklesu došlo u chladných dnů (-21 dnů za rok) a u suchých chladných dnů (-17 dnů za rok) (Lee a kol. 2018). K zvlášť významným změnám počtu teplých a chladných dnů

došlo na podzim, kde průměrný nárůst všech typů teplých dnů činil 37 dní za sezónu (Lee a kol. 2018).

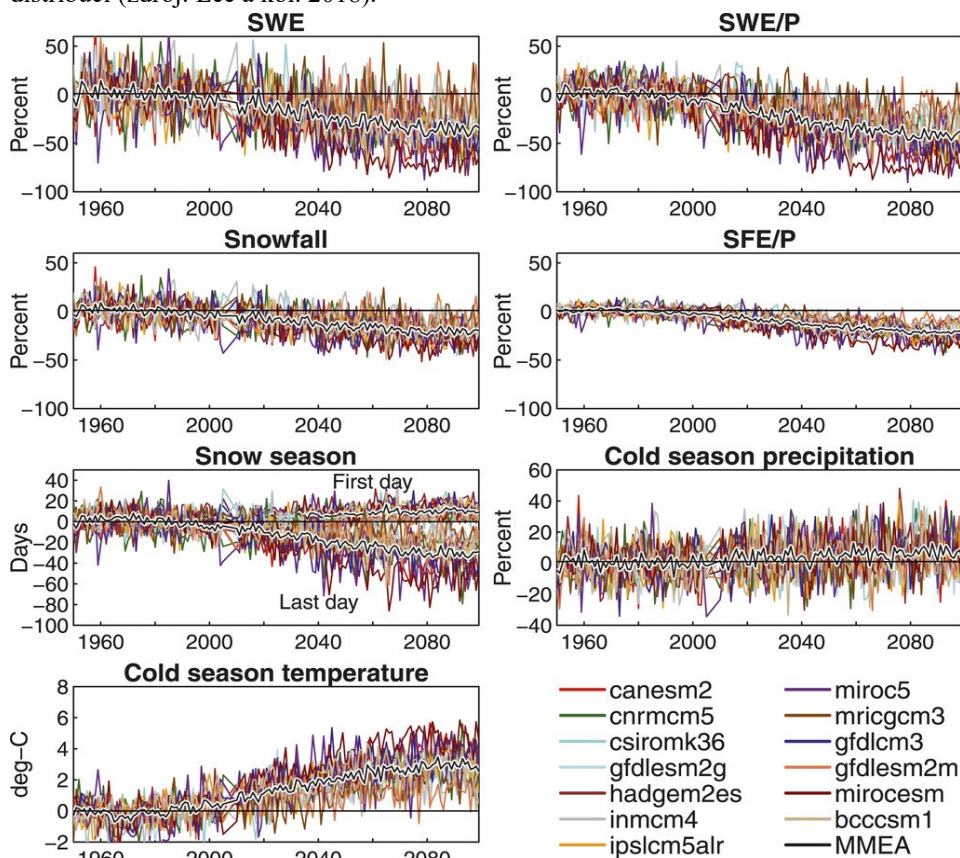
Ve Spojených státech amerických je dlouhodobě pozorován pokles či zkrácení sněhových charakteristik. Na západním pobřeží USA byly mezi lety 1955–2018 zaznamenány negativní trendy ve vývoji SWE. Největší negativní trendy byly zaznamenány ve východním Oregonu a v severní Nevadě (Mote a kol. 2018). Pokles SWE byl pozorován i v dříve prováděných studiích. Například McCabe a kol. (2009) zjistili, že od roku 1980 do roku 2008 byla hodnota SWE podprůměrná oproti dlouhodobému průměru z let 1900 až 2008. Zaznamenávané podprůměrné hodnoty SWE souvisí se zvyšující se teplotou vzduchu po roce 1980 (McCabe a kol. 2009). V některých regionech došlo ke změně v době trvání sněhové sezóny. Harpold a kol. (2012) zjistili, že dochází ke zkracování sněhové sezóny o 3 až 9 dnů za 10 let. K poklesu došlo i u průměrného počtu dní se sněhovou pokrývkou. Na severovýchodě USA byl mezi lety 1965 až 2005 pozorován pokles počtu dní se sněhovou pokrývkou, kdy pokles činil 3,6 dne za 10 let (Burakowski a kol. 2008). K největšímu poklesu došlo v měsících prosinec, leden a únor (Burakowski a kol. 2008).

Severní Amerika spadá do oblasti, kde je očekávána největší změna průměrné teploty vzduchu. Klimatické modely předpokládají nárůst průměrné roční teploty vzduchu od 1,8 do 4,0 °C do konce 21. století, podle použitého emisního scénáře (Meehl a kol. 2012). V Severní Americe se předpokládaný nárůst teploty vzduchu pohybuje od 2 do 7 °C podle použitého emisního scénáře (Meehl a kol. 2012). Největší nárůst je předpovídan pro oblasti vysokých zeměpisných šířek. U srážek je situace komplikovanější. Pro nízký emisní scénář se do konce 21. století neočekávají žádné změny v ročních srážkách. Pro střední, a především pro vysoký emisní scénář, je očekáván pokles srážek v jižních částech Severní Ameriky (Meehl a kol. 2012).

Předpokládaný růst teploty vzduchu povede k dalším změnám sněhové pokrývky. Největší pokles průměrné výšky sněhu je předpovídan pro západní a severozápadní pobřeží Severní Ameriky. Očekávaný pokles činí do konce 21. století až 1 metr (Peacock 2012). Například na západě Spojených států amerických je do konce tohoto století očekáván pokles téměř všech sněhových charakteristik. Předpokládaný pokles SWE je od 40 do 70 %, podle použitého emisního scénáře (Pierce, Cayan 2013). Podobný trend je i u poměru SWE/P. U sněžení a u podílu SFE/P je očekáván pokles od 20 do 40 % (Pierce, Cayan 2013). Vzrůst je předpovídan pro zimní teplotu vzduchu (obrázek 9) (Pierce, Cayan 2013)



Obrázek 8: Změna průměrné roční teploty vzduchu (nahore) a teploty rosného bodu (dole) za období 1979–2017. Nejtmavší barvy na obou koncích každé barevné škály reprezentují 5. a 95. percentil distribucí (zdroj: Lee a kol. 2018).



Obrázek 9: Vývoj sněhových charakteristik na západě USA pro střední emisní scénář (zdroj: Pierce, Cayan 2013).

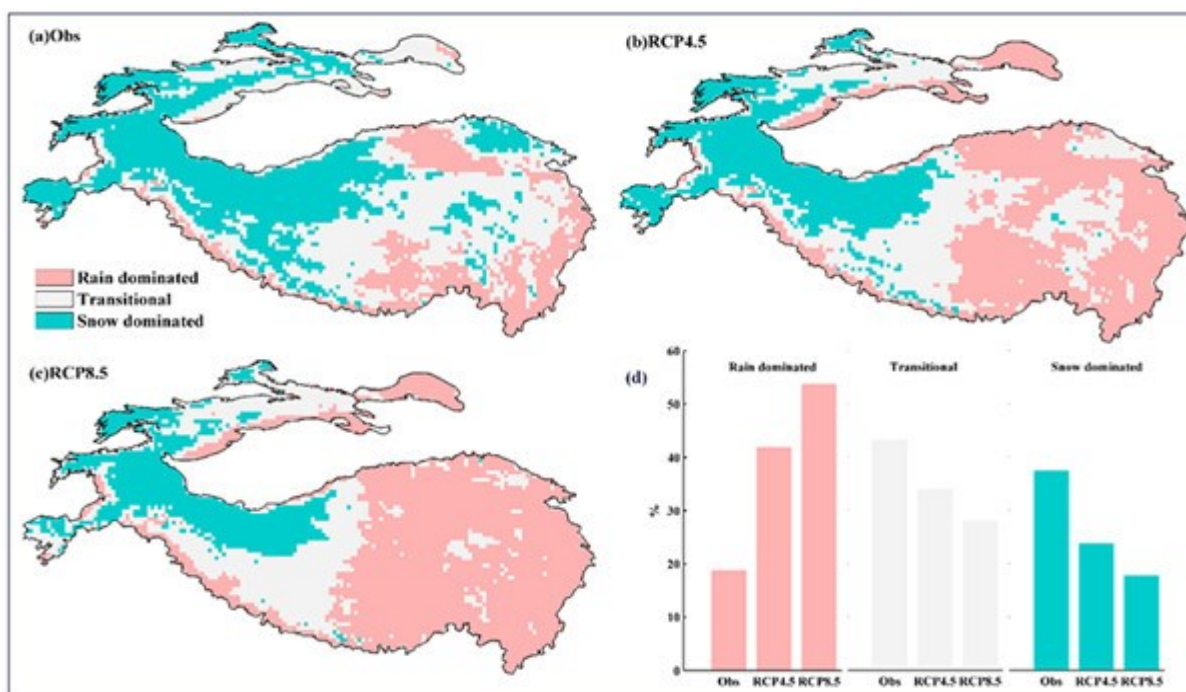
Další oblastí, kde dochází ke změnám sněhové pokrývky spojené se změnou klimatu je vysokohorská Asie. V této rozsáhlé oblasti jsou dlouhodobě pozorovány změny sněhové pokrývky a změny teploty vzduchu (Smith a kol. 2018; Li a kol. 2020). Vlivem velkého plošného rozsahu vysokohorské Asie nejsou změny ve všech jejích regionech stejné a jsou také komplikovány reliéfem, monzuny a klimatickými systémy. Změny mají převážně negativní charakter, ale existují oblasti, například Karakoram, kde dochází k pozitivním změnám, konkrétně k mírnému přírůstku ledovce (Smith, Bookhagen 2018). Vysokohorská Asie je nazývána střechou Asie. Jarní a letní tání sněhu a ledu se z významné části podílí na vodnosti velkých asijských řek v létě. Tak jako v jiných sněhových regionech světa tak i zde změny sněhové pokrývky představují velké riziko do budoucnosti. Jedná se především o problémy s doplňováním podzemních vod, s nízkými letními průtoky řek, s nedostatkem vody pro zemědělství, zánik vzácných rostlinných druhů a mnoho dalšího (Xu a kol. 2009). Ve vysokohorské Asii mezi lety 1961–2017 rostla teplota vzduchu tempem $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ / dekádu (Li a kol. 2020). Nejvýraznější nárůst teploty vzduchu byl v severní ($0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ /dekádu) a v jihozápadní ($0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ / dekáda) části Tibetské plošiny (Li a kol. 2020). Teploty větší jak $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ se většinou vyskytují v nižších nadmořských výškách. Hranicí by se dala nazvat nadmořská výška 3000 metrů. (Jabbar a kol. 2020). Nad touto hranicí je teplota menší než $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ a s rostoucí nadmořskou výškou klesá. Tento předpoklad naznačuje, že oblasti nad 3000 m n.m. jsou pokryté sněhovou pokrývkou a ledovci (Jabbar a kol. 2020). Krátkodobým a dlouhodobým změnám sněhové pokrývky a ledovců se v Asie věnuje značná pozornost, především kvůli výše popsaným dopadům změny sněhové pokrývky potažmo ledovců.

V oblasti vysokohorské Asie jsou změny sněhové pokrývky různorodé a je zde velká meziroční a meziregionální variabilita. Jednotlivé části vysokohorské Asie jsou pod vlivem různých klimatických systémů (Smith a kol. 2018). Studie z posledních let prokázali klesající trendy sněhových charakteristik napříč celou oblastí vysokohorské Asie. Například u průměrného ročního SWE mezi lety 1987–2009 převládají negativní trendy (Smith a kol. 2018). SWE klesá především v období od března do srpna. Většina oblastí vysokohorské Asie vykazuje negativní trendy jarní hodnoty SWE. Jednou z mála oblastí, kde na jaře převládají pozitivní trendy, je oblast vyšších nadmořských výšek Pamíru-Karakoram (Smith a kol. 2018). U letní hodnoty SWE jsou negativní trendy v celé oblasti (Smith a kol. 2018). U výšky sněhu a doby trvání sněhové pokrývky jsou trendy podobné jako u hodnoty SWE. Například v západním a východním Tien-šanu došlo ke zkrácení doby trvání sněhové pokrývky a k poklesu maximální výšky sněhu (Mankin a kol. 2015). Sestupná tendence výšky sněhu v dubnu byla zaznamenána například v povodí Horního Indu v Pákistánu (Jabbar a kol. 2020).

Pokles sněhových charakteristik je ve většině případů vázán na nižší nadmořské výšky. Vlivem velkého rozsahu vysokohorské Asie se nadmořské výšky, pod kterými dochází k největším změnám sněhové pokrývky, značně liší (Smith a kol. 2018). Jedinou výjimku, kde k největším negativním změnám dochází v nejvyšších nadmořských výškách je povodí Gangy/Brahmaputry (Smith a kol. 2018). Situace u ledovců je komplikovaná. U některých ledovců dochází k mírnému nárůstu, naopak u některých jsou změny negativní. Důležitou roli při vývoji ledovců hraje sezónní variabilita srážek a změna teploty vzduchu. Některé ledovce jsou více náchylné na změnu teploty vzduchu, některé naopak na změnu sezónních srážek. K nárůstu ledovce dochází například v oblasti Karakoram a k úbytku v regionu Džammú-Kašmír (Smith a kol. 2018).

Růst teploty vzduchu bude ve vysokohorské Asii pokračovat. Například na Tibetské náhorní plošině je do konce roku 2050 očekáván nárůst teploty vzduchu o 0,6–0,9 °C (Zhu, Wang, Fraedrich 2013). Také je předpovídan růst minimální teploty vzduchu a tím pádem se sníží i denní rozsah teplot vzduchu (Zhu, Wang, Fraedrich 2013). Podle středního emisního scénáře je do konce 21. století očekáván nárůst teploty vzduchu o 2 až 4 °C (Meehl a kol. 2012). V celé oblasti vysokohorské Asie je předpokládán nárůst srážek s tím, že nárůst je čím dál větší, čím vyšší emisní scénář je použit. Pro vysoký emisní scénář, tedy pro RCP 8,5 je předpovídan nárůst srážek do konce 21. století o 10 až 18 %, výjimečně až 22 % (Meehl a kol. 2012). Největší nárůst srážek je očekáván začátkem léta a podzimu (Zhu, Wang, Fraedrich 2013).

Všechny zmíněné faktory povedou k dalším změnám sněhové pokrývky a sněhových charakteristik. Rozhodujícím faktorem, který v budoucnosti nejvíce ovlivňovat sněhovou pokrývkou je teplota vzduchu (Li a kol. 2020). I napříč tomu, že je očekávaný nárůst srážek, ve většině regionů dojde k poklesu sněžení (Li a kol. 2020). Zároveň Li a kol. (2020) zmiňují, že dojde k rozšíření oblastí, kde dominantními srážkami budou srážky dešťové (obrázek 10). Podle vysokého emisního scénáře do konce 21. století klesne podíl sněžení o 30 až 50 % v povodí Indu, o 50 až 60 % v povodí Gangy a o 50 až 70 % v povodí Brahmaputry (Viste, Sorteberg 2015). Obecně dojde k většímu poklesu sněžení ve východní vysokohorské Asii (Li a kol. 2020). Změna teploty vzduchu silně dopadá i na ledovce. I kdyby se teplota vzduchu stabilizovala (růst teploty vzduchu by se zastavil), což je velmi nepravděpodobné, tak by úbytek hmotnosti ledovců pokračoval ještě minimálně další desetiletí, než by nastal nový rovnovážný stav (Kraaijenbrink a kol. 2017). Pokud dojde k oteplení o 1,5 °C, tak ve vysokohorské Asii zůstane $32 \pm 5\%$ celkové plochy ledovců oproti současnosti (vysoký emisní scénář) (Kraaijenbrink a kol. 2017).



Obrázek 10: Oblasti, kde je dominance dešťových, smíšených nebo sněhových srážek ve vysokohorské Asii. (a) mezi lety 1970-2005, (b) mezi lety 2070-2099 pro emisních scénář RCP 4.5 (c) mezi lety 2070-2099 pro emisních scénář RCP 8.5 (zdroj: Li a kol. 2020).

Poslední oblastí, kterou se práce zabývá je oblast And. Andy jsou nejvyšší a nejrozsáhlejší pohoří na jižní polokouli. V Andách byl v posledních desetiletích zaznamenán nárůst teploty vzduchu. Zimní povrchová teplota země ve středních peruánských Andách roste rychlostí $0,3\text{ }^{\circ}\text{C} / \text{rok}$ (Aguilar-Lome a kol. 2019). V tropické části And není změna zimní povrchové teploty země všude stejná. Dokonce jsou i oblasti, kde došlo ke snížení zimní povrchové teploty země, jedná se například o západní stranu And v nadmořských výškách od 1000 do 2000 metrů (Aguilar-Lome a kol. 2019). Od roku 1950 rostla teplota vzduchu tempem $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ za dekádu (Vuille a kol. 2003).

K rychlým a intenzivním změnám dochází i u sněhových charakteristik a u ledovců. V celé oblasti And je zaznamenáván rychlý ústup ledovců. U některých ledovců je rychlost ztráty jejich plochy až 50 % za 27 let (Vuille a kol. 2018). Rychlá změna ledovců je způsobena rostoucí teplotou vzduchu, nedostatkem srážek a také ji ovlivňuje ENSO (Vuille a kol. 2018). K poklesu či zkrácení dochází i u sněhových charakteristik. U roční doby trvání sněhové pokrývky byl v oblastech jižně od 29° jižní šířky prokázán významný pokles (Saavedra a kol. 2018). K podobnému závěru dospěli Malmros a kol. (2018), kteří v centrálních Andách Chile a Argentiny mezi lety 2000–2016 pozorovali zkrácení doby trvání sněhové pokrývky o $2,7 \pm 1,3$ dne za rok. Zvláště významný pokles byl zaznamenán na východní straně Kordiller. Výšková provázanost se změnami sněhové pokrývky je v Andách velmi silná. Sněhová

pokrývka zde vykazuje téměř lineární nárůst s rostoucí nadmořskou výškou s tím, že největší relativní ztráty sněhu jsou v nadmořských výškách nad 4600 metrů (Malmros a kol. 2018). K největším ztrátám sněhové pokrývky došlo v nadmořských výškách mezi 3000 až 5000 metry (Mernild a kol. 2017). Doba trvání sněhové pokrývky se nejvíce zkrátila v nadmořských výškách pod 4500 m na východní straně a pod 3500 m na západní straně And (Malmros a kol. 2018).

V budoucnosti je v celých Andách očekáván další růst teploty vzduchu. K největšímu nárůstu teploty vzduchu dojde v nejvýše položených oblastech (Zazulie a kol. 2018). Do konce roku 2065 je ve vysokohorských oblastech subtropických centrálních And u zimní teploty vzduchu očekáván nárůst o 2,5 °C a do konce 21. století je předpovídán vzrůst teploty vzduchu až o 5 °C (Zazulie a kol. 2018). Zároveň je v některých oblastech očekáván pokles srážek v zimním období. Jedná se například o horské oblasti Chile (Bozkurt a kol. 2018). Samozřejmě budoucí změny teploty vzduchu a srážek závisí na typu použitého emisního scénáře. Pro nízký emisní scénář není v Chile a v ostatních regionech očekáván pokles srážek, naopak pro vysoký emisní scénář je již pokles srážek předpovídán (Bozkurt a kol. 2018). Nárůst teploty vzduchu je předpovídán pro většinu emisních scénářů. Tyto předpoklady, tedy pokles zimních srážek a vzestup zimních teplot vzduchu povedou ke snížení výšky sněhu a následně k nedostatku vody a potažmo povedou i k dalším vážným socioekonomickým dopadům (Zazulie a kol. 2018).

3. DATA A METODY

3.1 Fyzicko-geografická a klimatická charakteristika stanic

Základní charakteristika

Šumava se řadí mezi nejrozsáhlejší pohoří v České republice. Rozkládá se na území třech států: České republiky, Německa a Rakouska. Celková rozloha činí 1671 km² z toho na našem území 680,6 km². V české části Šumavy je pohoří dlouhé 190 km a dosahuje šířky až 45 km. Střední výška je 921,5 m n.m. Nejvyšší horou celého pohoří je Grosser Arber (Velký Javor), který dosahuje nadmořské výšky 1456 metrů. Na české straně Šumavy je nejvyšším vrcholem Plechý s nadmořskou výškou 1378 metrů.

Javoří pila je s nadmořskou výškou 1035 metrů druhá nejnižší zkoumaná stanice. Javoří pila spadá do stejnojmenné katastrálního území. Nachází se v těsné blízkosti javořího potoka asi 2,5 kilometrů od hranic s Německem.

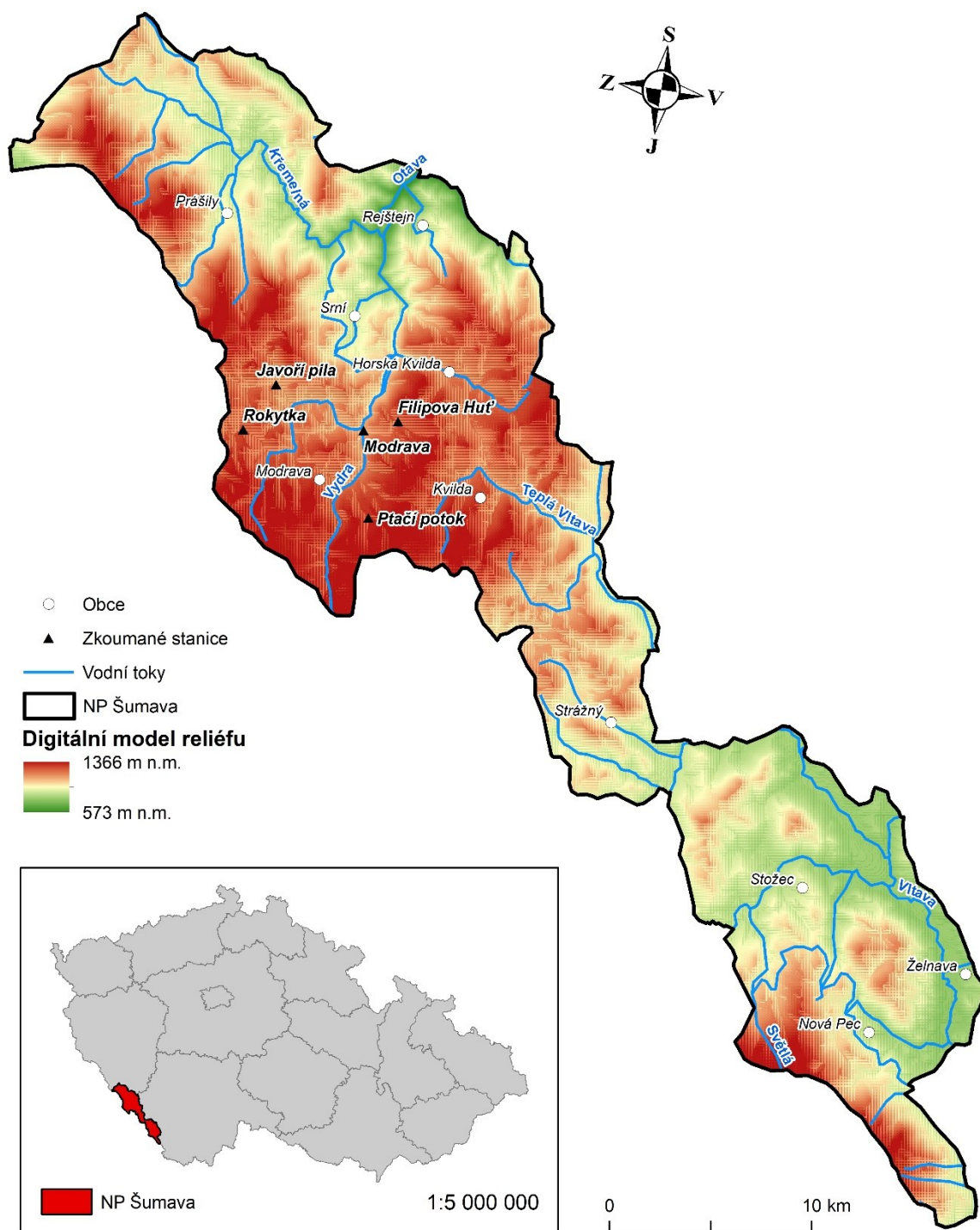
Ptačí potok je nejvýše položená zkoumaná stanice. Nachází se v nadmořské výšce 1130 metrů. Spadá do katastrálního území Filipovy Huti. Stanice je umístěna v těsné blízkosti hranic s Německem u ptačího potoka přibližně 1,8 kilometrů od pramene.

Modrava je nejnižše položená stanice a jako jediná nedosahuje nadmořské výšky 1000 metrů. Její nadmořská výška činí 990 metrů a nachází v centru obce Modrava v blízké vzdálenosti od řeky Vydry. Vzdušnou čarou leží přibližně 6 kilometrů od hranic s Německem, a společně se stanicí ve Filipově Huti se nachází v největší vzdálenosti od hranic.

Rokytky s nadmořskou výškou 1090 metrů je třetí nejvýše položená zkoumaná stanice. Náleží do katastrálního území Javoří pily. Nachází se v těsné blízkosti řeky Rokytky a přibližně 550 metrů od Rokytské slati. Od hranic je stanice vzdálená 1 kilometr.

Filipova Huť je poslední zkoumanou stanicí. Leží v nadmořské výšce 1110 metrů. Nachází se v obci Filipova Huť asi 1,3 kilometrů od řeky Vydry a 6 kilometrů od státní hranice.

Všechny stanice, vyjma Filipovy Huti, jsou sněhoměrnými stanicemi. Měří sněhové proměnné, jakými jsou například výška sněhu a vodní hodnota sněhu. Na všech stanicích je také měřena teplota vzduchu. Filipova Huť je meteorologická stanice, kde se měří úhrn srážek a teplota vzduchu. Polohu všech zkoumaných stanic na Šumavě lze vidět na obrázku číslo 11 a fotky z jednotlivých stanic na obrázku číslo 12.



Obrázek 11: Mapa zájmového území (zdroje dat: ARCDATA PRAHA, Dibavod, vlastní tvorba).



Obrázek 12: Fotky jednotlivých stanic (a) Javoří potok, b) Rokytka, c) Modrava, d) Ptačí potok) (autor: Michal Jeníček).

Geologické a geomorfologické poměry

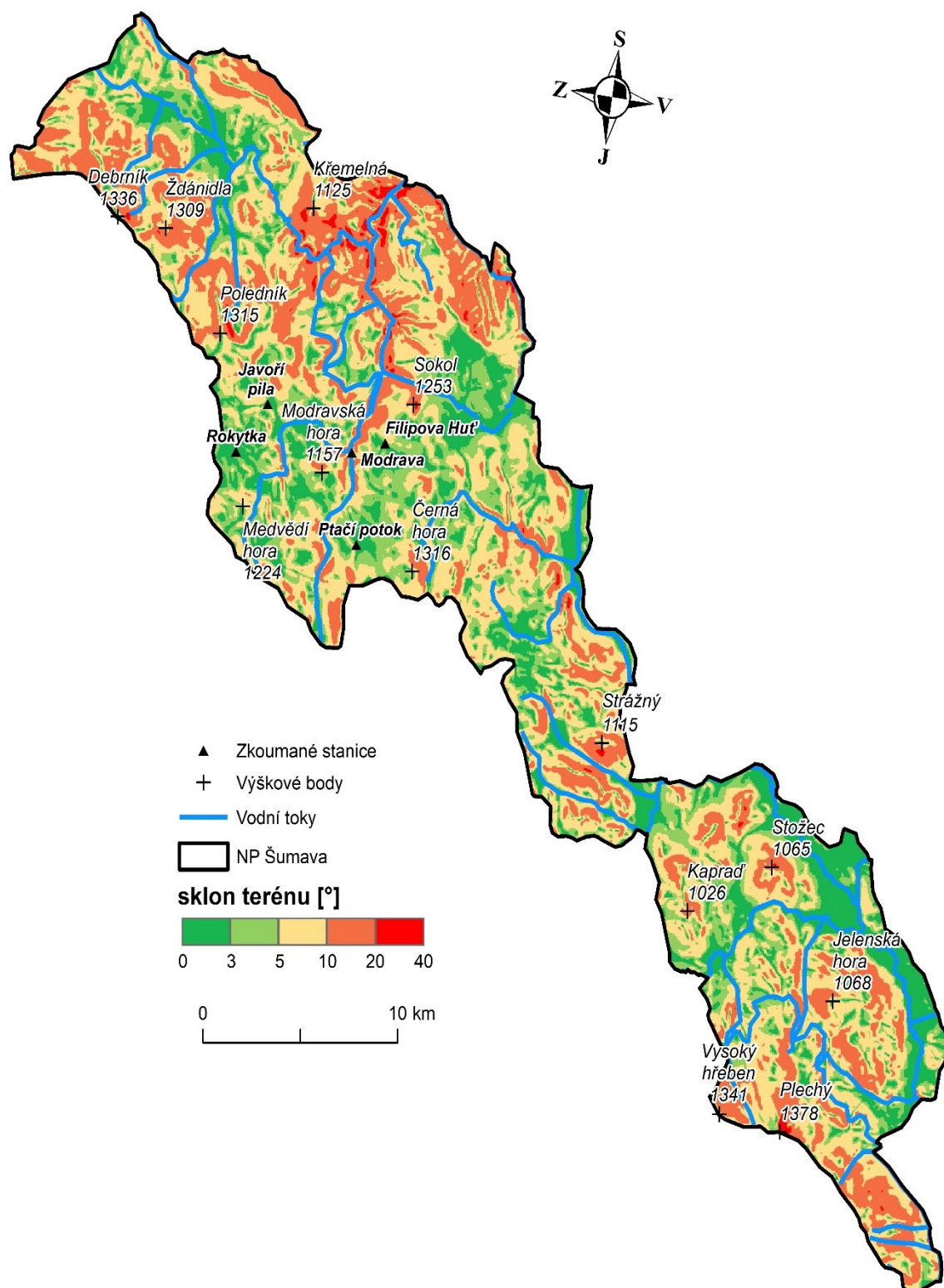
Geologicky je Šumava budována dvěma základními geologickými jednotkami, a to moldanubikem a moldanubickým plutonem. Moldanubický pluton je reprezentován několika žulovými masivy, jedná se například o prášilský, plešný a masiv Vydry. Proto horninový podklad tvoří převážně metamorfované krystalické břidlice (ruly, svory). Kvartérní uloženiny mají polygenetický charakter a pokrývají většinu území. Množství sedimentů se v rámci pohoří liší. Na Šumavě jsou také výrazné pozůstatky působení ledovců. Působením ledovce vznikla jak nejvyšší hora Šumavy, tedy Velký Javor, tak i Plechý, který je nejvyšší horou Šumavy na našem území (NP Šumava 2021).

Javoří pila se nachází v oblasti, kde jsou silně zastoupeny nivní sedimenty a další nezpevněné sedimenty. V širším okolí, která spadá do regionální jednotky moldanubického plutonu, převažuje granit (Česká geologická služba 2017a).

V blízkosti stanice Ptačího potoka, kde se nachází i stejnojmenný potok, převládají nivní sedimenty. U stanice se také vyskytují kvartérní sedimenty, konkrétně písčito-hlinitý až hlinito-písčité sediment. V těsné blízkosti stanice se také objevují slatiny a migmatit. U Modravy se vyskytují nivní sedimenty a okolní oblast je z převážné části tvořena metamorfity, konkrétně se jedná o pararulu až migmatit (Česká geologická služba 2017a).

Rokytká se nachází v oblasti, kde převažují kvartérní nezpevněné sedimenty. Naopak Filova Huť spadá do moldanubické oblasti, kde se nachází pararula až migmatit (Česká geologická služba 2017a).

Šumava je ukloněná k severovýchodu a je tvořena rozsáhlými megaantiklinálami a megasyklinálami. Člení se do 6 geomorfologických podcelků: Šumavské pláně, Železnorudská hornatina, Trojmezenská hornatina, Boubínská hornatina, Želnavská hornatina a Vltavická brázda. Střední sklon svahů je na Šumavě $7^{\circ}58'$ (obrázek 13) (Balatka, Kalvoda 2006). Zkoumané stanice se nacházejí v podcelku Šumavské pláně, který se podle Balatky a Kalvody (2006) dále člení na Roklanské, Modravské, Prášílské pláně a Svojšskou hornatinu. Šumavské pláně jsou pozůstatkem třetihorního tektonicky zdviženého zarovnaného pohoří. Reliéf tvoří ploché horské hřbety přecházející pozvolnými svahy v mělké deprese nebo široká údolí toků, často vyplněná rašelišti. Nad plochý nebo jen mírně zvlněný povrch Šumavských plání vystupují klenuté kupy nejvyšších vrcholů s výškami přes 1200 m n.m. (Chábera a kol. 1984). Šumavské pláně se rozprostírají na ploše 670 km² s průměrnou nadmořskou výškou 980 metrů.



Obrázek 13: Sklonitostní poměry Šumavy (zdroje dat: ARCDATA PRAHA, Dibavod, vlastní tvorba).

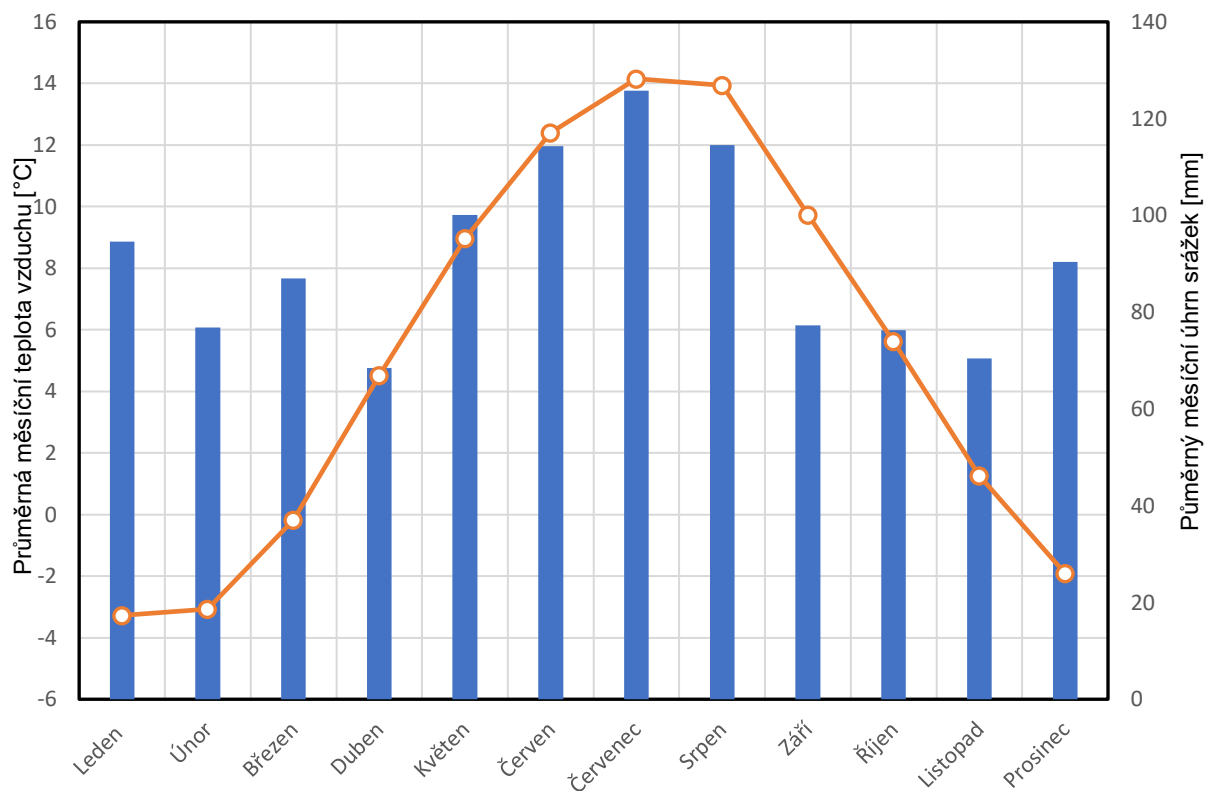
Klimatické a hydrologické poměry

Průměrná teplota vzduchu na Šumavě se mezi lety 1961–2018 pohybovala od 4,2 °C v nejvýše položených oblastech po 8,3 °C v oblastech níže položených (Tolasz, Valík 2019). Výjimky představují inverzní oblasti. Například se jedná o Jezerní slat', kde se průměrná teplota vzduchu pohybuje okolo 2,5 °C. Zároveň je v této oblasti velká denní amplituda teplot. Nejnížší změřená teplota vzduchu na Šumavě dosahovala hodnoty -41,6 °C a byla zaznamenána roku 1987 na Jezerní slati. Na Šumavě byl ve zmiňované časové období, tedy od roku 1961 do roku 2018, pozorován rostoucí trend teploty vzduchu. Na většině šumavských stanicích rostla teplota vzduchu tempem 0,4 °C za dekádu (Tolasz, Valík 2019). Průměrný roční úhrn srážek se mezi lety 1961–2018 pohyboval od 579 mm v níže položených oblastech až po 1366 mm v oblastech s vyšší nadmořskou výškou (Tolasz, Valík 2019). Mezi nejteplejší a nejdeštivější měsíce patří červenec a srpen. Konkrétně na stanici Churáňov mezi lety 1980–2020 činil průměrný měsíční úhrn srážek v červenci: 125 mm a v srpnu: 115 mm (obrázek 14) (ČHMÚ 2021b). Průměrná měsíční teplota vzduchu se v červenci a srpnu pohybovala okolo 13 °C (obrázek 14) (ČHMÚ 2021b).

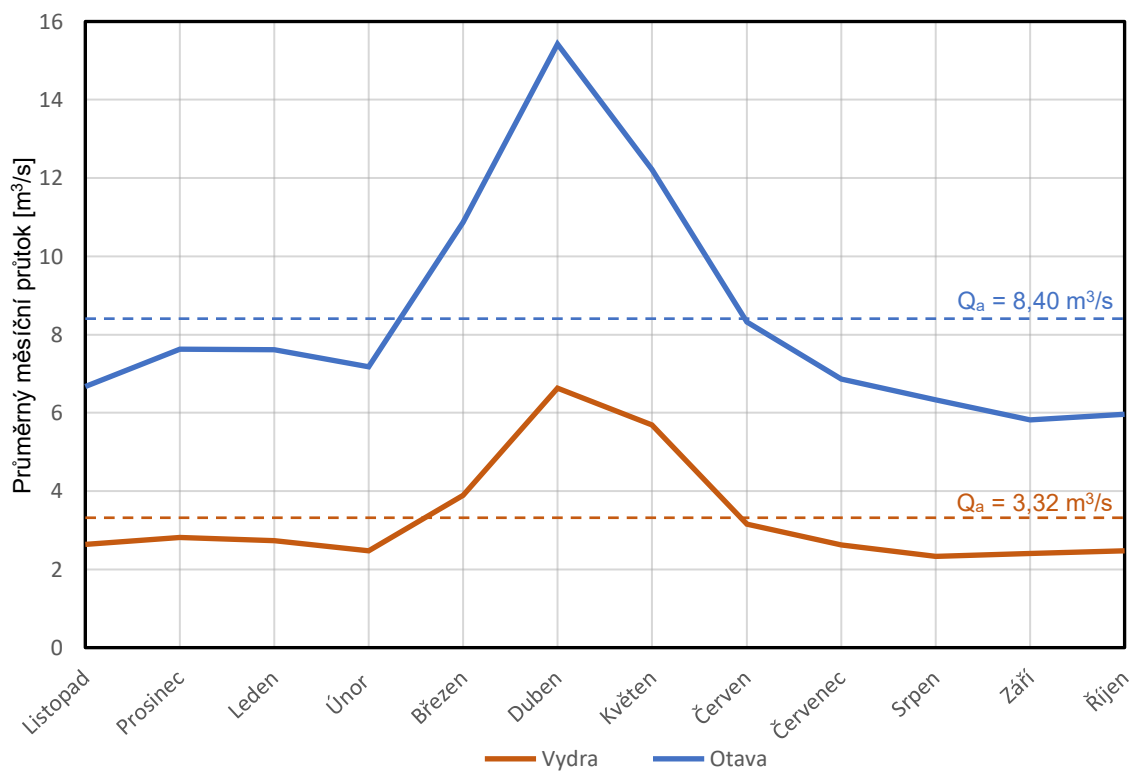
Zkoumané stanice spadají do oblasti, kde se průměrný roční úhrn srážek pohybuje okolo 1000 mm. V rámci národního parku Šumava se jedná o lehce nadprůměrné hodnoty. Velký vliv na úhrn srážek v rámci zkoumaných stanic má nadmořská výška. Jak již bylo zmíněno v podkapitole základních charakteristik, většina stanic se nachází v nadmořské výšce okolo 1000 metrů. Průměrná sezónní suma nového sněhu na většině stanicích dosahuje 300 až 400 cm. (Tolasz, Valík 2019). Po teplotní stránce zkoumané stanice spadají do chladnější oblasti Šumavy, kde se průměrná teplota vzduchu pohybuje mezi 3 až 4 °C (Tolasz, Valík 2019).

Z hydrologického hlediska většina Šumavy spadá k úmoří Severního moře, malá část území patří do úmoří Černého moře. Pohoří je prameništěm několika významných řek, jakými jsou například: Vltava, Otava, Úhlava a Blanice, které spadají do povodí Labe. Do povodí Dunaje spadá například řeka Řezná.

Všechny zkoumané stanice spadají do povodí řeky Vydry. Většina stanic se zároveň nachází v těsné blízkosti vodních toků. Javoří pila se nachází u javořího potoka, stanice Ptačí potok a Rokytka leží v blízkosti stejnojmenných potoků, pouze Filipova Huť a částečně Modrava, leží v delší vzdálenosti od vodních toků, v tomto případě se jedná o řeku Vydru. Průměrné měsíční průtoky řeky Otavy a řeky Vydry do jejího povodí patří všechny zkoumané stanice lze vidět na obrázku 15.



Obrázek 14: Průměrná měsíční teplota vzduchu (červená linie) a průměrný měsíční úhrn srážek (modrý sloupec) na Churáňově mezi lety 1980-2020 (zdroje dat: ČHMÚb, vlastní tvorba).



Obrázek 15: Průměrný měsíční průtok a dlouhodobý průměrný průtok Q_a Otavy na stanici Rejštejn a Vydry na stanici Modrava za hydrologické roky 1980-2020 (zdroje dat: ČHMÚb vlastní tvorba).

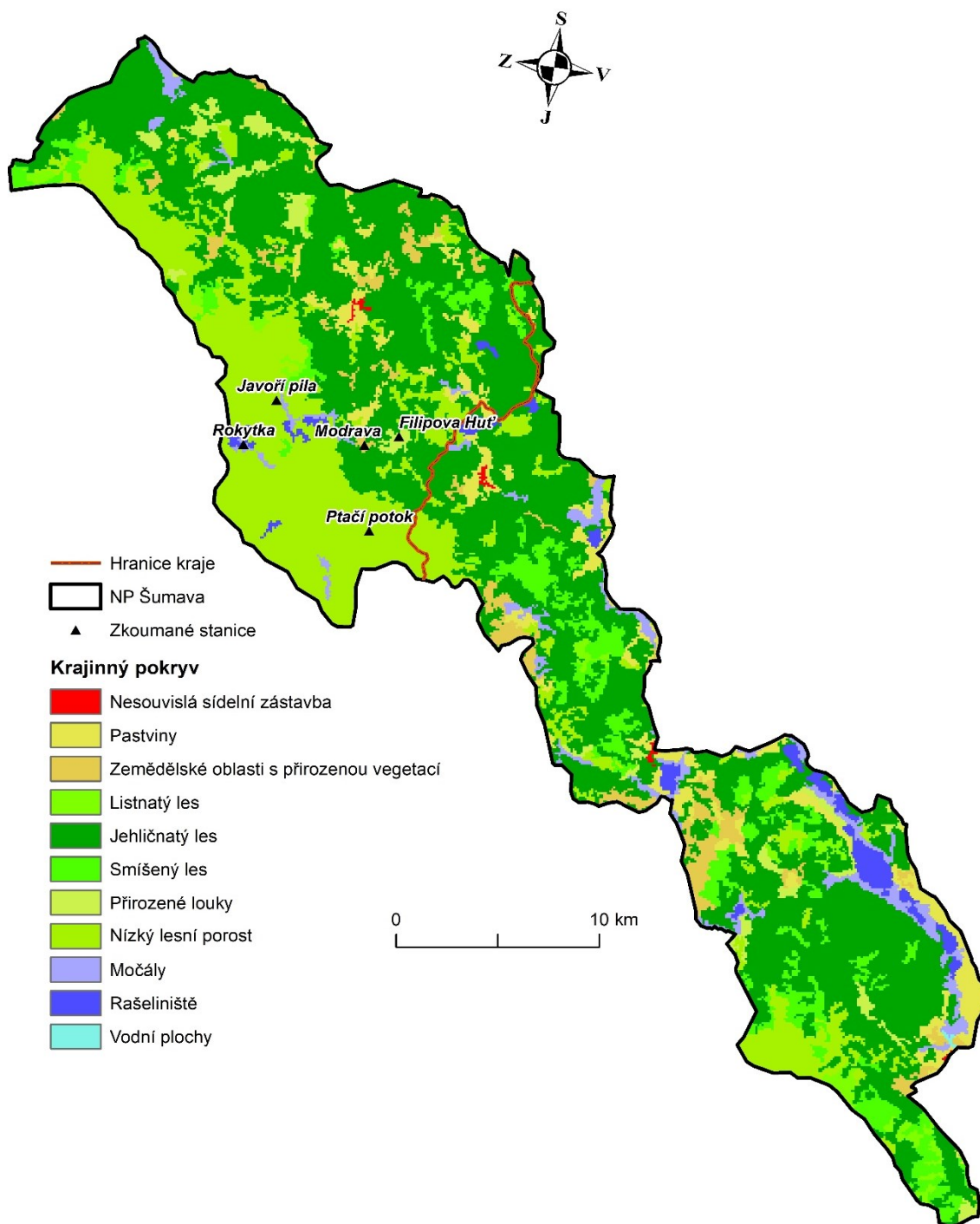
Pedologické poměry a krajinný pokryv

Na Šumavě převažuje kyselý půdotvorný substrát. Nejvýznamnějším půdním typem jsou kambizemě, které se v souvislejších celcích vyskytují převážně v níže položených oblastech, dále pak kryptopodzoly a podzoly, kdy kryptopodzoly se většinou nacházejí v nadmořských výškách okolo 1000 metrů a podzoly se vyskytují v nadmořských výškách vyšších jak 1200 metrů. Na Šumavě se také vyskytují rankery, které se nacházejí na exponovaných vrcholech terénních vyvýšenin nebo na sutích. Častým fenoménem Šumavy jsou i organozemě (NP Šumava 2021). Půdní typ má významný vliv na odtok. Například u dvou rašelinišť, kde na jednom je dominantním půdním typem kryptopodzol a na druhém organozemě, vykazuje menší rychlý odtok rašeliniště tvořené kryptopodzolem (Vlček a kol. 2021). Všeobecně rašeliniště (ať tvořené kryptopodzolem či organozemí) mají negativní dopad na vodní režim místních toků, jelikož více vody vypouštějí v období intenzivních srážek a méně vody v období sucha, což následně může způsobit vysychání pramenů (Vlček a kol. 2021).

Na zkoumaných stanicích jsou převažujícím půdním jednotkou gleje. Konkrétně na Rokytce je to zrašeliňovaný glej na Javořím potoce a na Modravě se jedná o glej rašelinohumozní. Na stanici ve Filipovi Huti se nachází rezivá půda nevyvinutá a na Ptačím potoce rašeliništní půda vrchovištní (Česká geologická služba 2017b).

V krajinném pokryvu Šumavy převládají lesy jehličnaté z převážné části se jedná o smrkové lesy. V posledních letech dochází na Šumavě k dynamickým změnám krajinného pokryvu, především pak dochází k změnám smrkových lesů (Janík 2016). Smrkové lesy byly nejdříve zasaženy orkáem Kiryll (2007) a později kůrovcovou kalamitou (Janík 2016). Ke gradaci lýkožrouta docházelo již od začátku devadesátých let (Jonášová, Prach 2008). Orkán Kirill byl iniciačním moment, který započal změny v krajinném pokryvu Šumavy. Například plocha smrkových lesů činila rok před orkáem Kiryll 387 km², ale do konce roku 2012 se rozloha smrkových lesů snížila na 330 km² (Janík 2016). Sídlní zástavba je na Šumavě velmi slabě zastoupena, jedná se především o izolované horské a podhorské vesnice či chaty (obrázek 16). Rašeliniště a močály jsou čtenější ve východní části Šumavy a ve výše položených oblastech. Listnatý les je v národním parku Šumava relativně častý, ale především se nachází v příhraničních oblastech podél německé hranice. Z ostatních typů krajinných pokryvů jsou zde hojněji zastoupeny pastviny, zemědělská půda s významnými plochami přirozené vegetace a přirozené louky. Tyto krajinné pokryvy jsou víceméně rozdrobeny po celé ploše Šumavy (obrázek 16).

U stanic Ptačího potok a Javoří pily převládají listnaté lesy s tím, že v těsné blízkosti Javoří pily se také nacházejí močály a rašeliniště. Rokytka a její blízké okolí je z převážné části pokryto rašeliništi a močály. Naopak na Modravě se nacházejí zemědělské oblasti a pastviny (obrázek 16). Na poslední zkoumané stanici, tedy na Filipově Huti, jsou dominantní pastviny (obrázek 16).



Obrázek 16: Krajinný pokryv zájmového území (zdroje dat: ARCDATA PRAHA, EEA (2021), vlastní tvorba).

3.2 Výběr stanic, zkoumaného období a použitých dat

Pro výzkum sněhových charakteristik byla použita data ze stanic katedry KFGG (Rokytky, Ptačí potok a Modrava) a českého hydrometeorologického ústavu (Javoří pila). Srážková data byla vzata ze stanice ve Filipově Huti, která také patří českému hydrometeorologickému ústavu. Všechny stanice se nacházejí na Šumavě. Data získaná ze stanic katedry KFGG a z Javoří pily mají hodinový charakter. Srážková data z Filipovy Huti mají denní charakter. Ze stanic katedry KFGG a z Javoří pily byla získána data týkající se sněhových charakteristik a teploty vzduchu. Konkrétně se jedná o průměrné a maximální SWE, průměrnou a maximální výšku sněhu a průměrnou teplotu vzduchu. Z Filipovy Huti byla získána data o průměrných měsíčních úhrnech srážek.

Všechna data byla zpracovávána za chladná období roku mezi lety 2015–2020. Chladné období roku je v této práci zvoleno od 1.11 do 30.4. Počáteční datum, tedy 1. listopad, byl zvolen jako počátek hydrologického roku a konečné datum bylo určeno za pomoci zkoumaných dat, kdy ve většině případů poslední den se sněhovou pokrývkou se na stanicí vyskytuje před koncem dubna.

Zpracovávání klimatických a sněhových dat probíhalo v programech Microsoft Excel a v RStudiu. Vyjma základní verze Microsoft Excelu, byl použit i rozšiřující software Real Statistics Resource Pack, který je dostupný na www.real-statistics.com.

Hlavní zkoumané parametry jsou průměrná měsíční teplota vzduchu a průměrný měsíční úhrn srážek, maximální a průměrná výška sněhu, počet dní se sněžením, podíl sněžení, průměrné a maximální SWE, den nástupu a doba trvání sněhové pokrývky. Se všemi zkoumanými parametry bylo následně pracováno v měsíčním kroku za jednotlivé chladné sezóny. Jedinou výjimku tvoří den nástupu a doba trvání sněhové pokrývky, které byly prováděny pouze pro každou chladnou část roku.

3.3 Zkoumané parametry sněhové pokrývky a klimatu

Pro každý měsíc chladné části roku byla vypočítána průměrná měsíční teplota vzduchu jako průměr hodinových hodnot v daném měsíci. Měsíční úhrn srážek byl vypočítán jako suma denních naměřených hodnot úhrnů srážek v daném měsíci.

Počet dní se sněžením byl vypočítán pro dny, kde první podmínkou bylo to, aby srážky byly větší jak 0 mm a zároveň teplota vzduchu menší jak 1 °C. Tyto dvě podmínky byly takto položeny, jelikož z dat o úhrnu srážek nelze zjistit, zda se jedná o srážky dešťové nebo o srážky

sněhové. Prahová hodnota blízká k 1 °C je v podobně zaměřených pracích často používána (Blahušíaková a kol. 2020) (Jenicek a kol. 2016). Tak jak tomu bylo u počtu dní se sněhovou pokrývkou, tak i u podílu sněžení byla podmínkou jednak teplota vzduchu menší jak 1 °C a za druhé srážky větší jak 0 mm.

Pro každý měsíc byla vypočtena průměrná, maximální výška sněhu a průměrné a maximální SWE. Všechny tyto charakteristiky byly vypočítány jako průměr či maximum v daném měsíci.

Den nástupu sněhové pokrývky byl brán jako první den se sněhovou pokrývkou na dané stanici. Doba trvání sněhové pokrývky byla vypočtena jako rozdíl mezi dnem nástupu a dnem konce sněhové pokrývky s tím, že den konce sněhové pokrývky byl určen jako první den s nulovou výškou sněhu po maximální hodnotě SWE. V dílčích analýzách byly obě charakteristiky převedeny z kalendářního data na pořadové číslo vůči začátku hydrologického roku. První den hydrologického roku se rovná pořadovému číslu 1.

3.4 Použité statistické metody zpracování dat

Normalita dat

Na zkoumaných datech byl nejdříve proveden test normality, na jehož základě se později vybíraly použité metody. Všeobecně se metody ve zkoumané problematice dělí na parametrické, které předpokládají, že daný náhodný výběr pochází z nějakého známého typu rozložení (nejčastěji normálního) a neparametrické, které nevyžadují předpoklad o určitém typu rozdělení, ale stačí jim splnění obecných podmínek (Boháčková 2009). Existuje celá řada nástrojů, pomocí nich se dá zjistit, zda zkoumaná data mají normální či jiné rozdělení. Prvním skupinou nástrojů, pomocí kterých lze zjistit distribuci daných dat, jsou takzvané grafické metody. Mezi grafické metody se řadí histogram, Q-Q diagram, stem-and-leaf plot a například box-and-whisker plot (Das, Imon 2016). Druhou sadou nástrojů jsou takzvané testy založené na empirických distribučních funkcích (Das, Imon 2016). V této práci byl použit Shapiro-Wilkův test. Shapiro-Wilkův test je jeden z nejpoužívanějších statistických testů a primárně byl odvozen pro hodnocení normality u menších výběrových souborů ($3 < n < 50$). Tento test je založen na zjištění, zda se body sestrojené kvantil-kvantilovým grafem významně liší od regresní přímky proložené těmito body (Boháčková 2009). Běžně používanou hladinou významnosti (α) je hladina významnosti (α) = 0,05 (Boháčková 2009).

Faktory ovlivňující meziroční variabilitu sněhové pokrývky

Při zjišťování míry závislosti sněhových charakteristik na klimatických a později ke zjišťování síly vztahů mezi všemi zkoumanými veličinami (průměrná a maximální výška sněhu, průměrné a maximální SWE, průměrná měsíční teplota vzduchu, měsíční úhrn srážek, den nástupu a doba trvání sněhové pokrývky) byl použit výpočet korelačních koeficientů. Na základě výsledků testu normality, kdy některé sněhové charakteristiky vykazují jiné než normální rozdělení, byl použit neparametrický korelační koeficient. Konkrétně byl použit Spearmanův korelační koeficient. Spearmanův korelační koeficient měří sílu vztahu mezi X a Y, když nemůžeme předpokládat linearitu očekávaného vztahu (Hendl 2004). Závislost proměnných může mít obecně vzestupný nebo sestupný charakter. Dosahuje hodnot od -1 do 1. Pokud je $r_s < 0$ znamená to, že daná proměnná klesá s růstem druhé proměnné a naopak, když je $r_s > 0$ tak x roste s růstem y (Hendl 2004). Spearmanův korelační koeficient se vypočte na základě vzorce:

$$r_s = 1 - \frac{6\sum D_i^2}{n(n^2 - 1)}$$

kde D_i jsou rozdíly pořadí R_x a R_y hodnot x_i a y_i vzhledem k ostatním hodnotám seřazeného výběru podle velikosti a n představuje počet subjektů.

Jednotlivé korelační koeficienty byly v práci za pomoci podmíněného formátování barevně rozděleny, kdy nejsilnějším záporným hodnotám náleží tmavě modrá barva, nejsilnějším kladným hodnotám náleží barva červená. Nulovým hodnotám je přiřazena barva šedá. Síla korelace zjištěná pomocí Spearmanova korelačního koeficientu byla dále posouzena na základě p-hodnoty testu vyhodnocujícího průkaznost korelace.

4. VÝSLEDKY

4.1 Stručný přehled sledovaných zim

Základní analýza sledovaných zim na jednotlivých stanicích poskytla ucelený pohled na průběh daných chladných sezón (obrázek 17, 18, 19, 20). Na většině stanicích byl podobný průběh teploty vzduchu v rámci chladné části roku. Průměrná listopadová teplota vzduchu se na stanicích pohybovala mezi 0 až 1 °C. Nejnížší průměrná listopadová teplota vzduchu byla na stanici Ptačí potok (0,1 °C). Nejvyšší listopadový průměrná teplota vzduchu byla na stanici Modrava, kde těsně přesáhla hranici 1 °C. Průměrné prosincové teploty vzduchu se na stanicích pohybovaly v rozmezí od -1 do -2 °C. Tak jako u listopadových teplot, tak i u prosincové průměrné teploty vzduchu byla nejnižší hodnota zaznamenána na Ptačím potoce (-2,2 °C) a nejvyšší na Modravě (-1,2 °C). Vývoj průměrné teploty vzduchu od listopadu do ledna měl obecně sestupný charakter, kdy vůbec nejnižší naměřené průměrné teploty vzduchu byly zaznamenány v lednu. Průměrná teplota vzduchu v lednu se na většině stanicích pohybovala pod -4 °C, jedinou výjimku představuje Modrava, kde byla -3,9 °C. Vůbec nejnižší hodnota byla opět naměřená na Ptačím potoce, kde průměrná lednová teplota vzduchu byla -4,9 °C. Druhým nejchladnějším měsícem chladné části roku je únor. Hodnoty se na stanicích pohybovali od -1,9 °C na Modravě až po -3,2 °C na Ptačím potoce. Vývoj teploty vzduchu od konce/začátku ledna/února do konce dubna měl obecně vzestupný charakter a na všech stanicích byl poslední zkoumaný měsíc (duben) vůbec nejteplejším měsícem chladné části roku. Zároveň byla větší variabilita naměřených průměrných teplot vzduchu v rámci stanic. Hodnoty se pohybovaly od 3,6 °C na Ptačím potoce až po 5,6 °C na Modravě. Na stanicích Javoří pila a Rokytka se dubnová průměrná teplota vzduchu pohybovala okolo 4,5 °C. Z výsledků rovněž plyne, že nejteplejší stanicí během sledovaných zim je stanice Modrava a nejchladnější Ptačí potok.

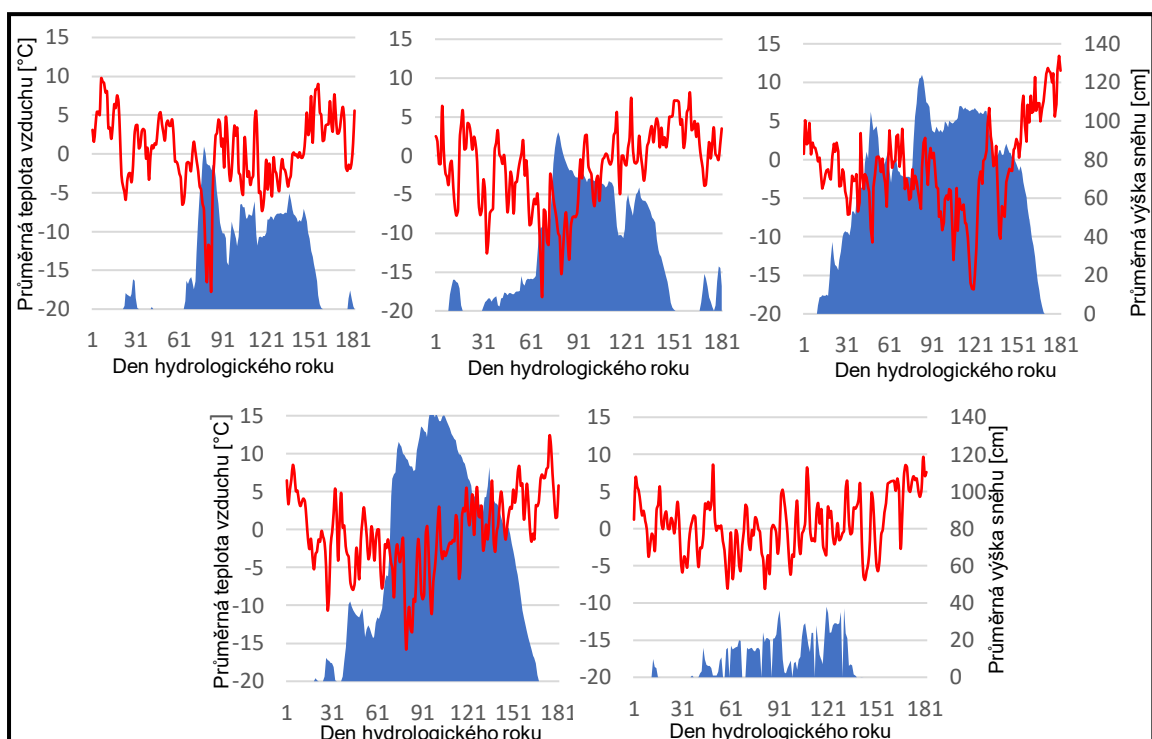
Vývoj průměrné výšky sněhu v rámci jednotlivých měsíců a jednotlivých chladných částí roků vykazuje na všech stanicích podobný charakter. Nejmenší průměrná výška sněhu je na začátku a konci chladné části roku (listopad, duben) (obrázek 17, 18, 19, 20). Listopadová hodnota nepřesahuje 20 cm, ale povětšinou se pohybuje okolo 10 cm a dubnová hodnota průměrné výšky sněhu je téměř ve všech případech menší jak 10 cm, jen výjimečně dosahuje vyšších hodnot. U ostatních měsíců se výrazněji projevují rozdílnosti v jednotlivých letech a je tedy nutné je popisovat v rámci jednotlivých zim.

Chladná část roku 2015/2016 je druhá na sních nejchudší zima. Její průběh je v rámci jednotlivých měsíců na zkoumaných stanicích podobný. V listopadu se průměrná výška sněhu pohybovala okolo 1 cm. Zajímavý vývoj byl v prosinci, kdy na většině stanicích převážnou část měsíce neležel žádný sníh. Nejvyšší průměrná výška sněhu v chladné části roku byla zaznamenána v lednu s jedinou výjimkou a tou je Javoří pila, kde nejvyšší hodnota byla v březnu (48 cm). Vůbec nejvyšší průměrná výška sněhu byla zaznamenána na Rokytce a dosahovala hodnoty 49 cm. Od ledna do dubna se na všech stanicích, vyjma Javoří pily, pozvolna snižovala průměrná výška sněhu. Na Javoří pile byla průměrná výška sněhu v lednu, únoru a březnu víceméně setrvalá s menším nárůstem v březnu.

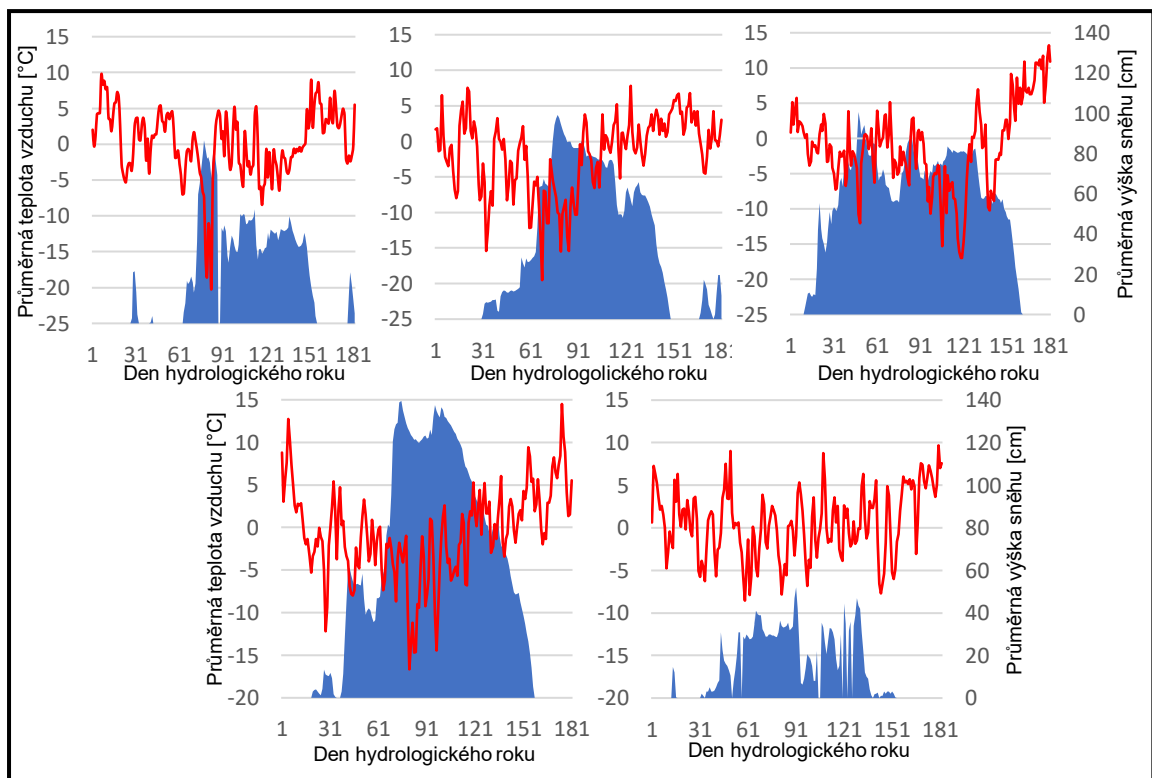
Chladná část roku 2016/2017 měla podobný charakter jako předešlá sněhová sezóna jen s dvěma rozdíly, a to s těmi, že průměrná výška sněhu dosahovala vyšších hodnot a v prosinci nedošlo k poklesu průměrné výšky či dokonce k tomu, že by se sníh na stanicích nevyskytoval. Od listopadu do ledna průměrná výška sněhu pozvolna rostla a od února do března rovnoměrně klesala a na přelomu března a dubna nastal prudký pokles výšky sněhu. Nejvyšší naměřené hodnoty byla zaznamenány v lednu, potažmo v únoru (Rokytky 77 cm, Javoří pila 60 cm, Modrava a Ptačí potok 46 cm).

Chladné části roku 2017/2018 a 2018/2019 patří k zimám nejvíce bohatých na sních. Obě sněhové sezóny mají podobný průběh a to ten, že od listopadu docházelo k akumulaci sněhové pokrývky, kdy každý měsíc docházelo k nárůstu průměrné výšky sněhu. Maximum na většině stanicích nastávalo v únoru. Jedinou výjimku představuje sněhová sezóna 2017/2018 na Rokytce, kde nejvyšší průměrná měsíční výška sněhu byla zaznamenána již v listopadu (77 cm). Sněhová sezóna 2018/2019 patří na všech stanicích k vůbec sněhově nejbohatší zimě. Průměrná měsíční výška sněhu na dvou stanicích v lednu a v únoru přesáhla hranici 100 cm. První stanicí, kde byla průměrná výška sněhu vyšší jak 100 cm, je Javoří pila, kde lednová průměrná výška činila přesně 100 cm a únorová dosahovala 131 cm, což je vůbec nejvyšší zaznamenaná průměrná výška sněhu na všech stanicích ve všech letech. Druhou stanicí je Rokytky, kde se lednová a únorová hodnota průměrné výšky sněhu pohybovala okolo 115 cm.

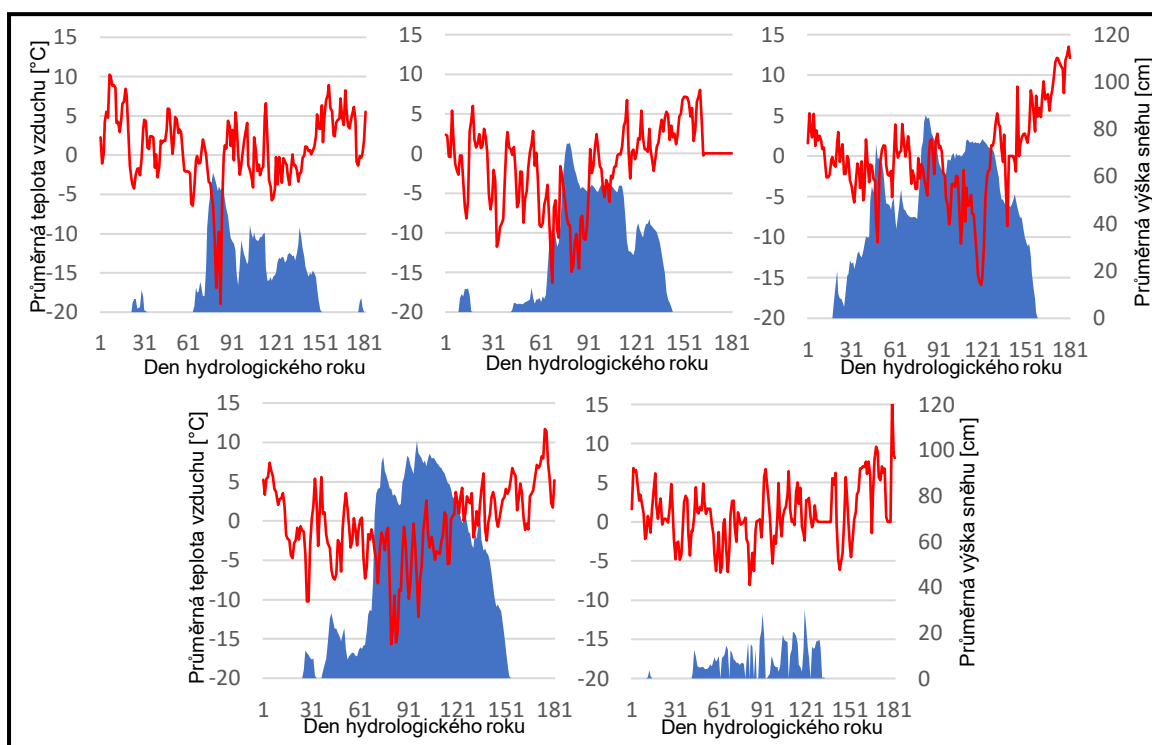
Poslední sledované zimní období, tedy chladná část roku 2019/2020, patří na všech stanicích na sních nejchudší zimě. Průměrná výška sněhu dosáhla svého maxima již v lednu a oproti jiným rokům byla hodnota průměrné výšky sněhu třetinová. Nejvyšší průměrná měsíční výška sněhu dosahovala 34 cm, konkrétně na Rokytce, ale na většině stanicích se po celou chladnou část roku pohybovala pod 20 cm. Dalším výrazným rozdílem této zimy je to, že konec sněhové sezóny na některých stanicích nastal téměř o měsíc dříve než u předešlých zim.



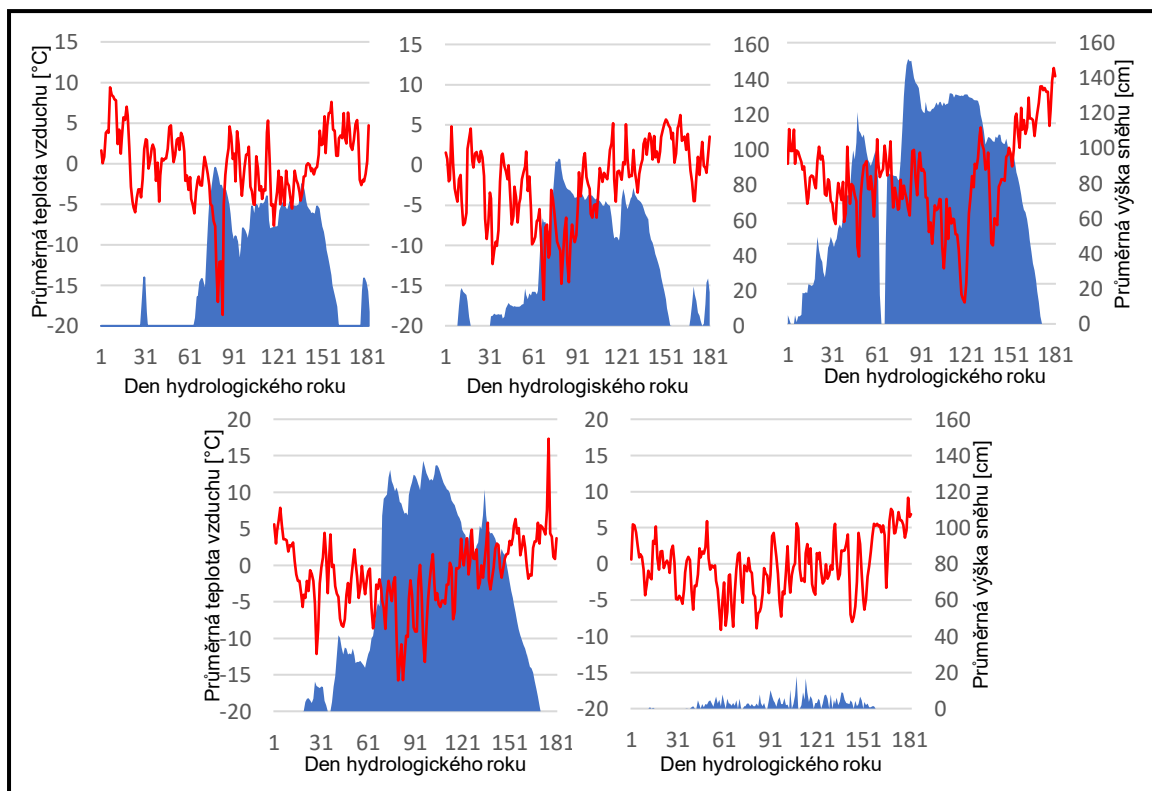
Obrázek 17: Průměrná denní teplota vzduchu a výška sněhu pro jednotlivé chladné části roku na Javoří pile: horní řada zleva: 2015/2016, 2016/2017, 2017/2018; dolní řada zleva: 2018/2019, 2019/2020. Modrá plocha představuje průměrnou denní výšku sněhu a červená linie značí průměrnou denní teplotu vzduchu.



Obrázek 18: Průměrná denní teplota vzduchu a výška sněhu pro jednotlivé chladné části roku na Rokytce: horní řada zleva: 2015/2016, 2016/2017, 2017/2018; dolní řada zleva: 2018/2019, 2019/2020. Modrá plocha představuje průměrnou denní výšku sněhu a červená linie značí průměrnou denní teplotu vzduchu.



Obrázek 19: Průměrná denní teplota vzduchu a výška sněhu pro jednotlivé chladné části roku na Modravě: horní řada zleva: 2015/2016, 2016/2017, 2017/2018; dolní řada zleva: 2018/2019, 2019/2020. Modrá plocha představuje průměrnou denní výšku sněhu a červená linie značí průměrnou denní teplotu vzduchu.



Obrázek 20: Průměrná denní teplota vzduchu a výška sněhu pro jednotlivé chladné části roku na Ptačím potoce: horní řada zleva: 2015/2016, 2016/2017, 2017/2018; dolní řada zleva: 2018/2019, 2019/2020. Modrá plocha představuje průměrnou denní výšku sněhu a červená linie značí průměrnou denní teplotu vzduchu.

4.2 Faktory ovlivňující meziroční variabilitu sněhové pokrývky

Hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu při měření síly vztahu sněhových charakteristik s průměrnou měsíční teplotou vzduchu a průměrným měsíčním úhrnem srážek (obrázek 21) ukázaly, že dominantním faktorem ovlivňující meziroční variabilitu sněhové pokrývky je teplota vzduchu. Obecně lze vyvodit to, že na všech stanicích s růstem průměrné měsíční teploty vzduchu dochází k významnému poklesu průměrné a maximální výšky sněhu, průměrného a maximálního SWE, počtu dní se sněžením a podílu sněžení. S růstem teploty vzduchu klesá celkový počet dnů, kdy na stanicích sněžilo a zároveň klesá podíl sněhových srážek na celkových srážkách. U dne nástupu a doby trvání sněhové pokrývky byla korelace na všech stanicích, vyjma Rokytky, neprůkazná (p -hodnota $> 0,10$). Na Rokytce byla u dne nástupu zjištěna silná a méně silná pozitivní korelace ($0,01 < p\text{-hodnota} \leq 0,10$), tedy s rostoucí teplotou vzduchu se den nástupu posouvá směrem ke konci sněhové sezóny. U doby trvání sněhové pokrývky byla na Rokytce prokázána silná a méně silná negativní korelace s průměrnou měsíční teplotou vzduchu, tedy s rostoucí teplotou vzduchu se zkracuje doba, po kterou na stanicích leží sněhová pokrývka. Hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu a významnost korelace se na jednotlivých stanicích mírně liší. Velmi silná negativní korelace (p -hodnota $\leq 0,01$) byla zjištěna u průměrné výšky sněhu, maximální výšky sněhu a u průměrného SWE na všech stanicích, vyjma Ptačího potoka. Zde byla u maximální výšky sněhu a u průměrného SWE zjištěna silná a méně silná negativní korelace. U maximálního SWE se hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu na jednotlivých stanicích výrazněji odlišují. Velmi silná negativní korelace byla zjištěna na stanicích Rokytka a Modrava. Na stanici Ptačí potok je korelace neprůkazná a na Javoří pile byla zjištěna silná a méně silná negativní korelace. U počtu dní se sněžením a podílem sněžením byla velmi silná negativní korelace zjištěná na všech stanicích (obrázek 21, část A).

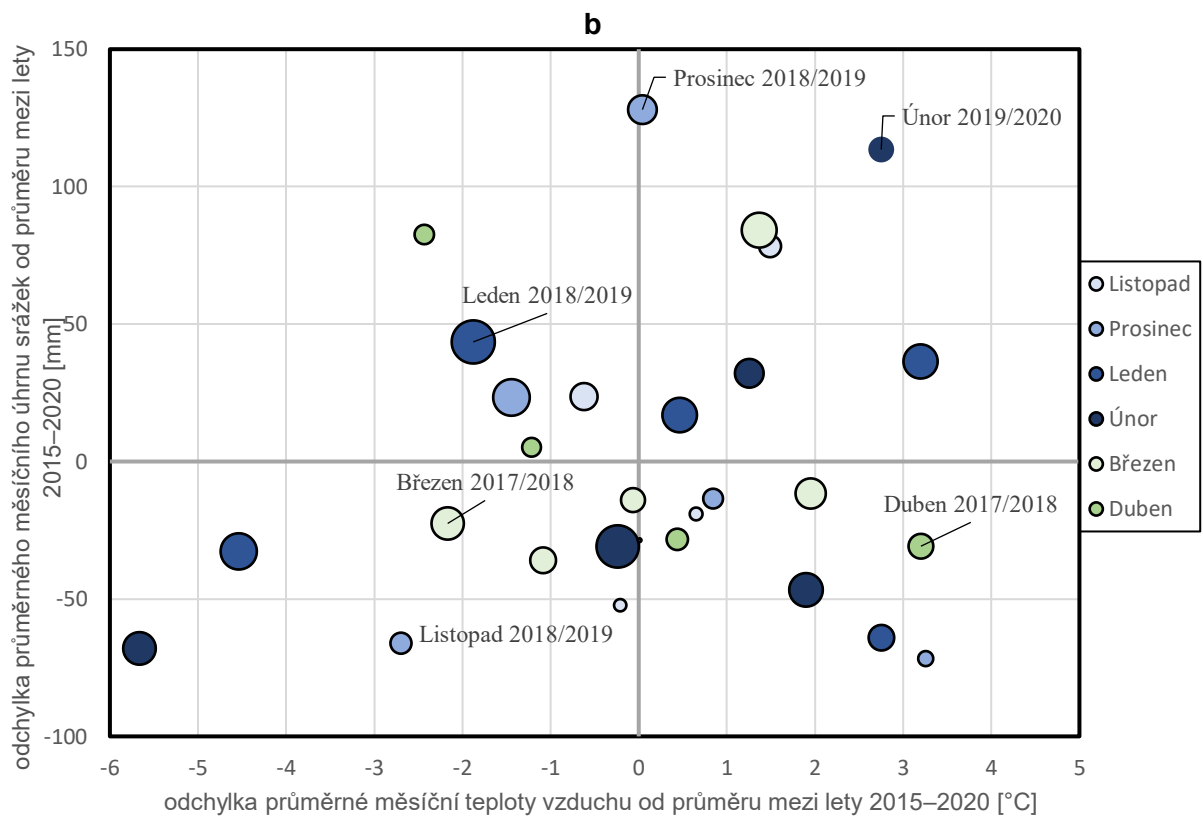
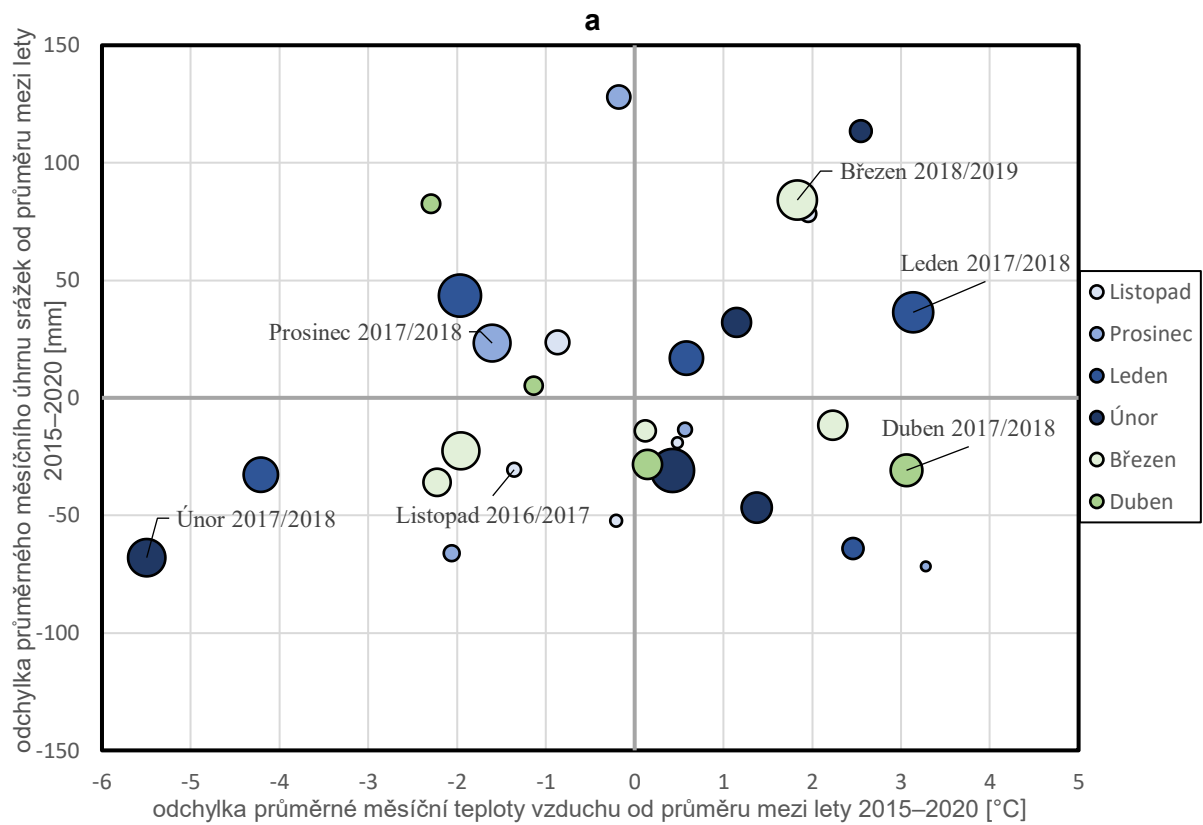
Co se týče vztahu měsíční srážek se sněhovými charakteristikami jsou výsledky v rámci zkoumaných stanic méně jednotné, než tomu bylo u teploty a také mají menší průkaznost (obrázek 21, část B). V rámci zkoumaných stanic je nejvíce jednotná korelace mezi srážkami a počtem dní se sněžením. Na všech stanicích, vyjma Modravy, byla zjištěna velmi silná pozitivní korelace, což tedy znamená, že s vyšším měsíčním úhrnem srážek roste počet dní v měsíci, kdy padají sněhové srážky. Na Modravě byla korelace silná a méně silná. Na Javoří pile a Ptačím potoce jsou u ostatních sněhových charakteristik korelace neprůkazné. Na stanici Modrava byla u průměrné a maximální výšky sněhu, průměrného a maximálního SWE, počtem dní se sněžením a podílem sněžení prokázána silná a méně silná pozitivní korelace-tyto veličiny se

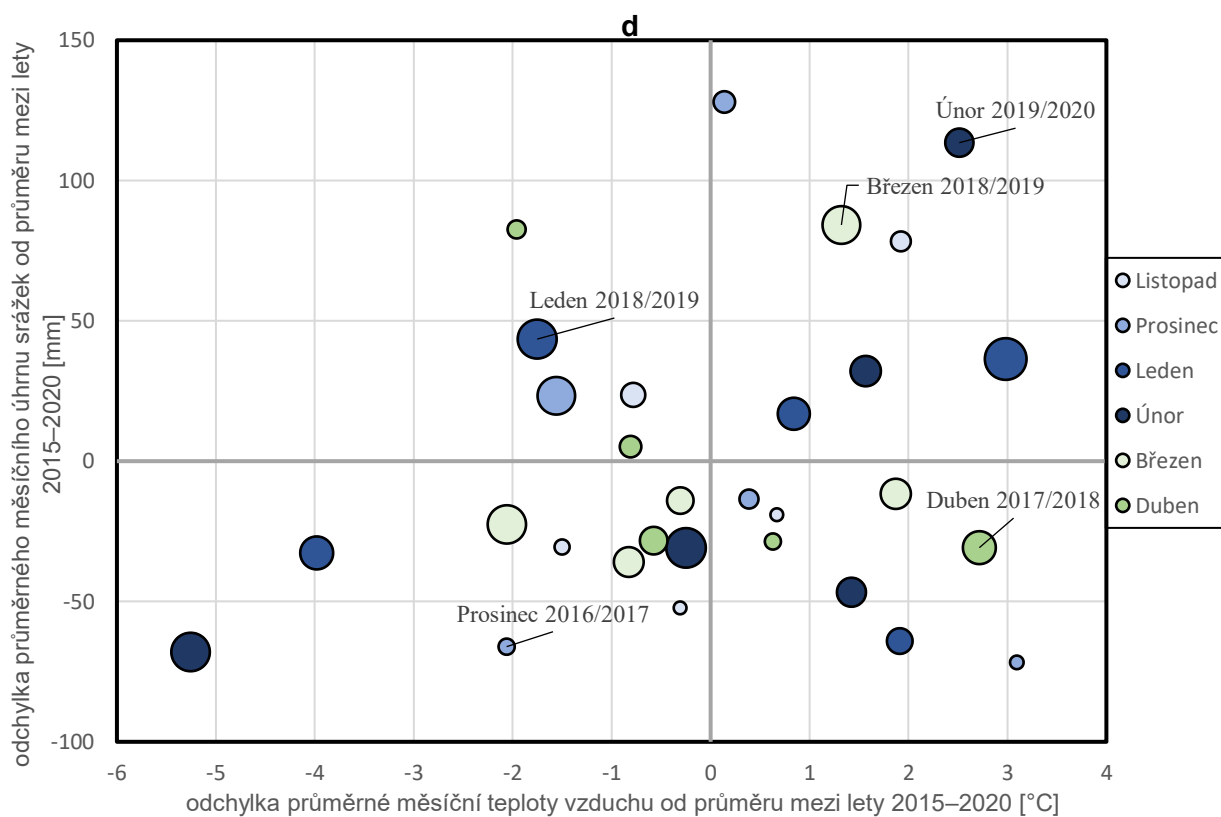
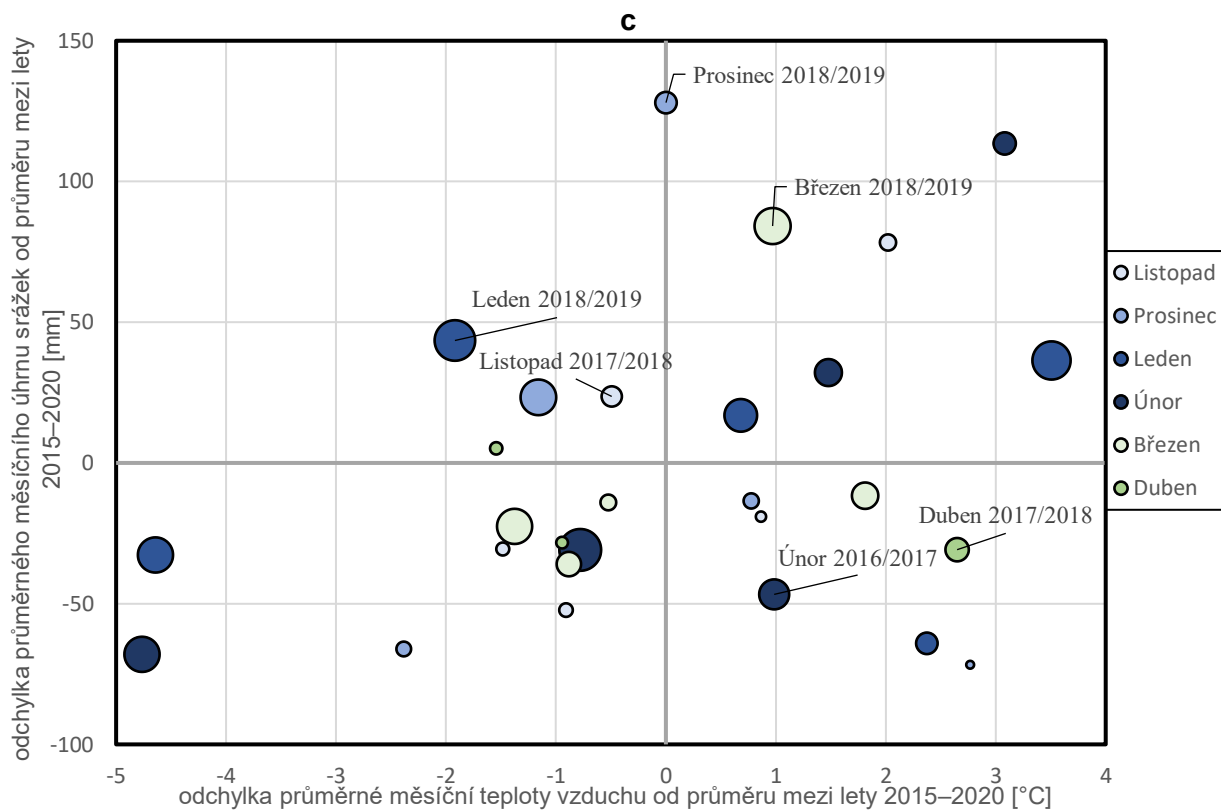
tak s rostoucím měsíčním úhrnem srážek zvyšují. Na Rokytce byla silná a méně silná pozitivní korelace zjištěna u průměrné a maximální výšky sněhu. Velmi silná pozitivní korelace byla prokázána u průměrného a maximálního SWE a u již zmiňovaného počtem dní se sněžením.

Pro lepší znázornění závislosti mezi průměrnou měsíční teplotou vzduchu, průměrným měsíčním úhrnem srážek a sněhovou pokrývkou byl sestaven graf, který ukazuje, jaká je maximální výška sněhu pro jednotlivé odchylky měsíční teploty vzduchu a odchylky měsíčního úhrnu srážek (obrázek 22). Z grafu vyplývá, že čím je teplotní odchylka větší, tím je ve většině případů menší velikost bodu, která odpovídá maximální výšce sněhu v daném měsíci.

Část A	průměrná výška sněhu	maximální výška sněhu	průměrné SWE	maximální SWE	počet dní se sněžením	podíl sněžení	den nástupu	dobu trvání
Javoří pila	<u>-0,598</u>	<u>-0,487</u>	<u>-0,552</u>	<u>-0,348</u>	-0,871	-0,823	0,500	0,100
Rokytka	<u>-0,766</u>	<u>-0,669</u>	<u>-0,693</u>	<u>-0,646</u>	<u>-0,833</u>	<u>-0,811</u>	<u>0,900</u>	<u>-0,900</u>
Modrava	<u>-0,685</u>	<u>-0,596</u>	<u>-0,623</u>	<u>-0,577</u>	<u>-0,852</u>	<u>-0,801</u>	0,500	-0,500
Ptačí potok	<u>-0,520</u>	<u>-0,455</u>	<u>-0,401</u>	-0,194	-0,810	-0,845	0,800	-0,400
Část B	průměrná výška sněhu	maximální výška sněhu	průměrné SWE	maximální SWE	počet dní se sněžením	podíl sněžení	den nástupu	dobu trvání
Javoří pila	0,260	0,302	0,203	0,101	<u>0,475</u>	0,176	0,000	0,300
Rokytka	<u>0,363</u>	<u>0,446</u>	<u>0,522</u>	<u>0,510</u>	<u>0,482</u>	0,121	0,300	-0,500
Modrava	<u>0,319</u>	<u>0,399</u>	<u>0,394</u>	<u>0,417</u>	<u>0,426</u>	<u>0,165</u>	-0,100	-0,600
Ptačí potok	0,178	0,276	0,142	0,050	<u>0,491</u>	0,183	0,100	0,000

Obrázek 21: Hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu. Část A zobrazuje hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu mezi teplotou vzduchu a sněhovými charakteristikami. Část B zobrazuje hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu mezi srážkami a sněhovými charakteristikami. Pro $r_s > 0$ odpovídají odstíny oranžové, s tím, že pro hodnoty nejbližší k 1 jsou odstíny nejtmavší, pro $r_s < 0$ odpovídají odstíny modré, s tím, že pro hodnoty nejbližší k -1 je odstín modré barvy nejtmavší. Pro $r_s = 0$ odpovídá šedá barva. Zvýraznění a styl písma označuje sílu (významnost) korelace: **velmi silná** (p -hodnota $\leq 0,01$), **silná a méně silná** ($0,01 < p$ -hodnota $\leq 0,10$) a neprůkazná (p -hodnota $> 0,10$).





Obrázek 22: Porovnání odchylek průměrného měsíčního úhrnu srážek a průměrné měsíční teploty vzduchu pro a) Javoří pilu, b) Rokytku, c) Modravu, d) Ptačí potok. Barva bodů reprezentuje jednotlivé měsíce chladné části roku. Velikost bodu odpovídá maximální výšce sněhu v daném měsíci.

4.3 Vztahy mezi zkoumanými sněhovými charakteristikami

Hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu při měření síly vztahu mezi jednotlivými sněhovými charakteristikami ukázaly, že existuje velmi silná pozitivní korelace (obrázek 23). Se zvyšováním jedné proměnné dochází k růstu i u té druhé. Je nutné podotknout, že v rámci stanic panují určité rozdílnosti, především pak v síle korelace, ale obecný charakter je podobný. U dvou proměnných je korelace s ostatními proměnnými až na výjimky neprůkazná. Jedná se o den nástupu a dobu trvání sněhové pokrývky. Výjimku představuje stanice Modrava a Ptačí potok, kde byly zjištěny korelace u dne nástupu s počtem dnů se sněžením. Na Modravě se jedná o silnou a méně silnou negativní korelaci a velmi silná negativní korelace je na Ptačím potoce. Tedy se stoupajícím počtem dní se sněžením dochází k posunu dne nástupu směrem k začátku hydrologického roku. Druhou výjimku, představuje korelace mezi dobou trvání sněhové pokrývky a maximálním SWE na Modravě, kde byla zjištěna silná a méně silná korelace-tedy se zvýšením maximálního SWE roste podíl sněžení.

Při detailnějším pohledu na výsledky v rámci jednotlivých stanic jsou vidět určité rozdílnosti (obrázek 23). V následujících řádcích jsou pod pojmem ostatní sněhové charakteristiky myšleny všechny charakteristiky, vyjma dne nástupu a doby trvání sněhové pokrývky, které byly probírány v předešlém odstavci. Síla korelace a hodnoty korelačního koeficientu se u podílu sněžení na jednotlivých stanicích mírně liší. Velmi silná pozitivní korelace s ostatními sněhovými charakteristika je na Modravě, naopak na Javoří pile a Ptačím potoce je velmi silná korelace podílu sněžení jen s počtem dní se sněžením (obrázek 23, část A, C a D). Jednotnější situace je u počtu dní se sněžením, kde je víceméně pozitivní korelace s ostatními sněhovými charakteristika velmi silná na většině stanicích, vyjma Ptačího potoka. Je tedy možno vyvodit, že růst počtu dní se sněžením vede k nárůstu ostatních sněhových charakteristik. V rámci stanic by se Modrava dala nazvat stanicí, kde jednotlivé sněhové charakteristiky mezi sebou nejvíce korelují. Jednotlivé rozdílnosti v rámci zkoumaných stanic jsou zobrazené v obrázku 23.

Dále byla zjišťována korelace mezi průměrnou měsíční teplotou vzduchu a měsíčním úhrnem srážek. Na všech stanicích byla zjištěna neprůkazná korelace, což znamená to, že dané proměnné jsou na sobě nezávislé. Rostoucí teplota vzduchu nevede k poklesu či k nárůstu srážek a opačně.

Obrázek 23, část A

Průměrná výška sněhu							
Maximální výška sněhu	0,960						
Průměrné SWE	0,961	<u>0,936</u>					
Maximální SWE	<u>0,893</u>	<u>0,931</u>	<u>0,941</u>				
Počet dní se sněžením	<u>0,550</u>	<u>0,487</u>	<u>0,510</u>	<u>0,331</u>			
Podíl sněžení	<u>0,433</u>	<u>0,348</u>	<u>0,367</u>	0,221	<u>0,746</u>		
Den nástupu	-0,300	-0,100	-0,300	-0,100	-0,738	-0,300	
Doba trvání	0,359	0,205	0,359	0,205	0,289	0,410	0,103

Obrázek 23, část B

Průměrná výška sněhu							
Maximální výška sněhu	<u>0,960</u>						
Průměrné SWE	<u>0,978</u>	<u>0,945</u>					
Maximální SWE	<u>0,970</u>	<u>0,965</u>	0,978				
Počet dní se sněžením	<u>0,686</u>	<u>0,644</u>	<u>0,554</u>	<u>0,509</u>			
Podíl sněžení	<u>0,585</u>	<u>0,470</u>	<u>0,507</u>	<u>0,430</u>	<u>0,739</u>		
Den nástupu	-0,400	-0,400	-0,600	-0,600	-0,800	-0,300	
Doba trvání	-0,300	-0,300	-0,100	-0,100	0,564	0,300	-0,400
	Průměrná výška sněhu	Maximální výška sněhu	Průměrné SWE	Maximální SWE	Počet dní se sněžením	Podíl sněžení	Den nástupu
							Doba trvání

Obrázek 23, část C

Průměrná výška sněhu							
Maximální výška sněhu	0,969						
Průměrné SWE	<u>0,945</u>	<u>0,952</u>					
Maximální SWE	<u>0,930</u>	<u>0,953</u>	0,984				
Počet dní se sněžením	<u>0,679</u>	<u>0,630</u>	<u>0,772</u>	<u>0,740</u>			
Podíl sněžení	<u>0,585</u>	<u>0,532</u>	<u>0,620</u>	<u>0,582</u>	<u>0,818</u>		
Den nástupu	-0,800	-0,400	-0,800	-0,700	<u>-0,900</u>	-0,100	
Doba trvání	0,300	0,100	0,800	<u>0,900</u>	0,500	0,500	-0,600

Obrázek 23, část D

Průměrná výška sněhu							
Maximální výška sněhu	<u>0,904</u>						
Průměrné SWE	<u>0,948</u>	<u>0,935</u>					
Maximální SWE	<u>0,849</u>	<u>0,913</u>	<u>0,944</u>				
Počet dní se sněžením	<u>0,490</u>	<u>0,461</u>	<u>0,382</u>	0,180			
Podíl sněžení	<u>0,421</u>	<u>0,360</u>	0,301	0,131	<u>0,756</u>		
Den nástupu	-0,700	-0,359	-0,849	-0,424	<u>-0,975</u>	-0,700	
Doba trvání	0,500	0,500	0,000	-0,400	0,410	0,300	-0,500
	Průměrná výška sněhu	Maximální výška sněhu	Průměrné SWE	Maximální SWE	Počet dní se sněžením	Podíl sněžení	Den nástupu
							Doba trvání

Obrázek 23: Hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu mezi sledovanými sněhovými charakteristikami na Javoří pile (část A), Rokytce (část B), Modravě (část C), Ptačím potoce (část D). Pro $r_s > 0$ odpovídají odstíny oranžové, s tím, že pro hodnoty nejbližší k 1 jsou odstíny nejtmavší, pro $r_s < 0$ odpovídají odstíny modré, s tím, že pro hodnoty nejbližší k -1 je odstín modré barvy nejtmavší. Zvýraznění a styl písma označuje sílu (významnost) korelace: **velmi silná** ($p\text{-hodnota} \leq 0,01$), **silná a méně silná** ($0,01 < p\text{-hodnota} \leq 0,10$) a neprůkazná ($p\text{-hodnota} > 0,10$).

5. DISKUZE

5.1 Diskuze vstupních dat a použitých metod

Vstupní data

Prvním problémem při tvorbě praktické části bylo to, že vstupní data ze stanice ČHMÚ (Javoří pila) a ze stanic KFGG, tedy z Rokytka, Modravy a Ptačího potoka, které měřily data o výšce sněhu, SWE a teplotě vzduchu, obsahují různě dlouhé výpadky měření. Výpadky určité délky trvání se nacházely na všech stanicích s tím, že povětšinou se jednalo o výpadky v řádu hodin, maximálně dní. Jen výjimečně, byly ve zkoumaných letech a stanicích výpadky delší než jeden měsíc. Prvním případem je Rokytka v sněhové sezóně 2017/2018, kde byl výpadek v SWE od února do dubna. Druhou stanicích, kde došlo k déletrvajícím výpadku měření je Modrava. K prvnímu delšímu výpadku došlo v sezóně 2017/2018 u SWE, kde měření neprobíhalo od února do dubna.

Druhý výpadek byl v zimní sezóně 2018/2019 opět u SWE, kdy nedocházelo k měření od ledna do dubna. Problém s měřením SWE se nevyhnul ani Ptačímu potoku, kde nedocházelo k měření v celé chladné části roku 2019/2020. Výše popsané výpadky následně ovlivnily analýzu daných zim, především pak průměrného a maximálního SWE. Zaprvé, mohlo dojít ke zkreslení průměrných hodnot, ale v případě, že výpadek netrval déle než několik hodin, tak zkreslení nebylo příliš velké. Větším problémem byly dlouhotrvající výpadky, které zapříčinili to, že v některých letech chybí, především u průměrného a maximálního SWE, několik měsíčních hodnot.

Částečným řešením problému s chybějícími daty, by mohlo být doplnění dat pomocí ověření závislosti dat na kompletních letech pomocí lineární regrese. Toto řešení ve své práci použil například Kožíšek (2020). Použití tohoto postupu u těchto dat by bylo velmi problematické a vyžadovalo by využití složitějších metod. Hlavním problémem je krátké zkoumané časové období a častá neúplnost dat na stanicích.

Druhým problémem vstupních dat jsou chybějící srážky ze stanic měřících sněhové proměnné (Javoří pila, Rokytka, Modrava a Ptačí potok). Na základě toho byly v práci použité srážky z Filipova Huti (ČHMÚ). Stanice, ze které byly vzaté srážky, byla pečlivě vybrána tak, aby úhrn srážek co nejvíce odpovídal skutečnému úhrnu na zkoumaných stanicích. I přesto mohlo v rámci srážek dojít k určitému zkreslení a nepřesnostem. Původně bylo zamýšleno, že se místo srážek použije buď suma nového sněhu nebo suma kladných přírůstků SWE, ale vlivem chybějících hodnot nebyly výsledky relevantní.

Sledované charakteristiky

U dne nástupu a dne roztátí sněhové pokrývky je hlavní výhodou použité definice to, že dokáže odfiltrovat krátké sněhové epizody na konci sněhové sezóny, a tedy v zásadě vymezuje konec hlavní sněhové sezóny. Pokud by den roztátí sněhové pokrývky byl brán jako poslední den se sněhovou pokrývkou, průkaznost výsledků by byla menší, jelikož by došlo k posunutí dne nástupu. V některých případech by posunutí bylo o téměř měsíc blíže ke konci sněhové sezóny. V podstatě by hůře zachycoval hlavní sněhovou sezónu a byl by silně ovlivněn krátkou sněhovou epizodou na konci sledovaných období. Většina studií používá podobnou definici dne roztátí sněhové pokrývky (Harpold a kol. 2012). Definice dne nástupu sněhové sezóny použitá v této práci byla vybrána na základě průběhu daných chladných sezón. Ve většině případů byly listopadové výšky sněhu relativně dlouhotrvající a z hlediska sněhové sezóny významné. Při použití jiných metod pro vymezení dne nástupu, kdy například Harpold a kol. (2012) den nástupu vymezují jako první den se sněhovou pokrývkou před vrcholem SWE, by došlo k vynechání významné listopadové složky a tedy by výsledky byly méně relevantní.

U počtu dní se sněžením a podílem sněžení byla použita mezní hodnota 1 °C. Tato hodnota byla použita na základě použití v předchozích studiích (Blahušiaková a kol. 2020; Dai 2008; Jenicek a kol. 2016). Tyto studie zároveň zkoumaly i ostatní hodnoty teploty vzduchu a dospěli k závěru, že zvolená prahová hodnota 1 °C je vhodnější a poskytuje lepší vymezení srážek než ostatní zkoumané teploty vzduchu. Je nutné si uvědomit, že použita prahová hodnota 1 °C není univerzální hodnota pro všechny oblasti. Vždy je nutné brát ohled na lokální podmínky.

Použitá definice průměrné výšky sněhu byla zvolena na základě průběhu daných chladných sezón. Některé studie, například Blahušiaková a kol. (2020), počítají průměrnou výšku sněhu pro dny, kdy je sněhová pokrývka vyšší nebo rovna jednomu centimetru a zároveň nebyla přerušena po dobu 5 po sobě jdoucích dnů. Nad rámec práce byla tato metoda počítání průměrné výšky sněhu zkoumána, kde se ukázalo, že jsou jen zanedbatelné rozdíly hodnot od ledna do března oproti v práci použité definici. Větší rozdíly obou hodnot se projeví na začátku a na konci sněhové sezóny, ale pro potřeby práce, kdy analýza probíhala v měsíčním kroku, lépe vyhovovala v práci použitá definice.

Použité metody

Spearmanův korelační koeficient je při zkoumání síly vztahu mezi klimatickými a sněhovými charakteristikami relativně často používán (Irannezhad, Ronkanen, Kløve 2016; Maskey, Uhlenbrook, Ojha 2011). Právě na základě častého použití v podobně zaměřených pracích byl použit i v této práci. Místo Spearmanova korelačního koeficientu by bylo možné použít i Pearsonův korelační koeficient, ale ten vyžaduje předpoklad normálního rozdělení obou zkoumaných proměnných. Na základě tohoto předpokladu byl pro potřeby práce vhodnější Spearmanův korelační koeficient. Dále bylo možné použít Kendallův korelační koeficient, který je taktéž hojně využívaným korelačním koeficientem při zkoumání vlivu teploty a srážek na sněhovou pokrývku (například: Tahir a kol. 2011; Thapa a kol. 2020). Na základě toho, že Spearmanův korelační koeficient byl v předešlých, podobně zaměřených pracích, často používán, proto byl nakonec upřednostněn právě on.

5.2 Diskuze výsledků

Získané výsledky o teplotním, srážkovém a sněhovém vývoji daných zim jsou srovnatelné s vývojem na okolních stanicích, které se nacházejí přibližně ve stejné nadmořské výšce (ČHMÚ 2021b). Při porovnání výsledků se stanicemi více vzdálenými, jakými jsou například stanice v Krkonoších, jsou naměřené hodnoty mírně odlišné, ale obecný průběh zim, především pak po teplotní stránce, zůstává podobný (ČHMÚ 2021b). Určité rozdíly mezi v práci získanými výsledky a průběhem zim na okolních stanicích, je možné pozorovat v naměřených hodnotách průměrné výšky sněhu, kde se výrazněji mohou projevit regionální rozdílnosti, jako je poloha daných stanic (některé stanice mohou být více náchylné na ukládání větrem přenášeného sněhu) a způsoby měření výšky sněhu, kdy použitá metoda měření může, leč v malé míře, ovlivnit výsledky. Při použití širšího kontextu lze vypožorovat, že průběh daných zim, alespoň co se týče meziroční variability sněhu a teploty, byl podobný i v Polsku (Tomczyk, Bednorz, Szyga-Pluta 2021). Dalším problémem, který způsobuje jen malou rozdílnost ve výsledcích, jsou chybějící data (kapitola 5.1). V některých pracích je pro posouzení vývoje sněhu v dané sněhové sezóně používána maximální hodnota SWE, či případně průměrné SWE (Hlavatý 2021). Z důvodu častějších výpadků měření je v práci požitých grafických výstupech pro porovnání vývoje výšky sněhu použita průměrná výška sněhu, kde výpadky již nejsou tak časté.

Menší problém se také vyskytl při zpracování obrázku 20, kde se v sněhové sezóně 2019/2020 vyskytl déletrvající výpadek v měření výšky sněhu. Z tohoto důvodu, jsou výsledky

v této sněhové sezóně zkreslené a méně průkazné. Tato problematika byla více popsána v kapitole 5.1.

Práce doložila provedením Spearmanova korelačního koeficientu, že dominantnějším faktorem, který ovlivňuje meziroční variabilitu sněhové pokrývky, je teplota vzduchu. U většiny sněhových charakteristik byla prokázána velmi silná negativní korelace s měsíční teplotou vzduchu. Zjištěné výsledky jsou v souladu se zjištěními, který byly prezentovány v rešerši a ke kterým dospěly i podobně zaměřené studie (Blahušiaková a kol. 2020; Brown a kol. 2009; Morán-Tejeda, López-Moreno, Beniston 2013; Pierce, Cayan 2013). Určitý nesoulad mezi v práci zjištěnými výsledky a výsledky v jiných studiích panoval u dne nástupu a doby trvání sněhové pokrývky, kde v práci získaných výsledcích nebyla prokázána závislost s teplotou vzduchu. Tento nesoulad byl způsoben malým množstvím hodnot. Korelace byly spočteny jen na základě 5 hodnot, tedy na základě toho nebyly výsledky příliš průkazné. Menší problém také představuje zpracování bublinové grafu, které probíhalo v měsíčním kroku. Pro výšku sněhu v daném měsíci nemusí být důležitá jen teplota a srážky v daném měsíci, ale i teplota a srážky v předcházejících měsících. Většina studií se tomuto problému vyhýbá pomocí toho, že zpracování probíhá v ročním (sezónním) kroku (Hatchett, McEvoy 2018). Od tohoto řešení bylo v práci upuštěno z důvodu toho, že je malý počet sledovaných roků, tedy celkový počet bublin by byl zanedbatelný a méně vypovídající.

Výsledky vlivu srážek na sněhovou pokrývku, tedy to, že mají menší vliv na variabilitu sněhové pokrývky než teplota vzduchu a celková průkaznost korelace se sněhovými charakteristikami je menší než u teploty vzduchu, jsou v souladu s výsledky ostatních studií (Blahušiaková a kol. 2020). I napříč tomu jsou srážky důležitým aspektem ovlivňující meziroční variabilitu sněhové pokrývky (Hatchett, McEvoy 2018). Významný vliv na získané výsledky bude mít prahová nadmořská výška, pod kterou je dominantním činitelem ovlivňující variabilitu sněhové pokrývky teplota vzduchu a nad kterou jsou dominantním činitelem srážky (Sospedra-Alfonso a kol. 2015). Bohužel pro oblast Šumavy, případně České republiky, existuje jen malý počet studií, které by zjišťovaly hodnotu prahové nadmořské výšky. V posledních letech je v okolních pohořích pozorován růst prahové nadmořské výšky, a tedy dochází k rozšiřování oblastí, která jsou řízena především teplotou vzduchu (Morán-Tejeda, López-Moreno, Beniston 2013). Na základě těchto studií lze předpokládat, že k nárůstu prahové nadmořské výšky a k rozšiřování oblastí dochází i na území Šumavy a zároveň lze očekávat, že v práci zkoumané stanice se pravděpodobně nachází v oblasti pod prahovou nadmořskou výškou. Předpoklad, že se stanice nacházejí v nadmořské výšce, kde dominantním faktorem

ovlivňujícím sněhovou pokrývkou je teplota vzduchu, potvrzuje studie Nedělčeva a Jeníčka (2021). Nedělčev a Jeníček (2021) dospěli k závěru, že v nadmořských výškách pod 1200 metry je sněhová pokrývka silněji ovlivňována teplotou vzduchu a nad 1200 metrů srážkami.

Výsledky také přinesly nové pohledy na danou problematiku. Většina studií nahlíží na problematiku sněhové pokrývky z dlouhodobého časového horizontu, tedy se zabírají dlouhodobými změnami sněhové pokrývky v souvislosti se změnou teploty vzduchu a srážek. Naopak tato práce zkoumala sněhovou pokrývkou a příčiny meziroční variability v krátkodobém časovém horizontu. I přesto, že data byla zkoumána z krátkodobého hlediska, výsledky prokázaly dominantní vliv teploty vzduchu na sněhovou pokrývkou. Úskalí tohoto přístupu spočívá v tom, že nelze zkoumat trendy ve sledovaných sněhových a klimatických charakteristikách.

Výsledky jsou taktéž důležité v kontextu geografické polohy, tedy tím, že jsou zpracované na území České republiky. Tímto tématem či tématem velmi podobným se v České republice více zabírají bakalářské a diplomové práce (Kožíšek 2020; Hlavatý 2021). Existují i odborné články (Němec, Zusková 2005), ale při porovnání počtu prací ze zahraničí není celkový počet prací za Českou republiku nikterak velký.

6. ZÁVĚR

Prvním cílem bakalářské práce bylo zhodnocení současného stavu výzkumu týkajícího se sněhového sucha. V rešerši byly podrobně zkoumány příčiny vzniku sněhového sucha, kdy za jednu z hlavních příčin vzniku sněhového sucha je označována globální změna klimatu, především pak nárůst teploty vzduchu. Rešerše se dále zabývala typy sněhového sucha. Z dostupné literatury byly identifikovány 3 typy sněhového sucha, přičemž zákonitost jejich výskytu je podmíněná nadmořskou výškou a hodnotou prahové nadmořské výšky. V rámci rešerše byla také zodpovězena první výzkumná otázka, tedy jaká typ sněhového sucha převládá ve střední Evropě. Na základě dosud publikované literatury nelze určit, který typ sněhového sucha ve střední Evropě převládá, ale zásadní roli bude hrát nadmořská výška a zeměpisná šířka. Zjištěné poznatky se neshodovaly s hypotézou, která předpokládala, že ve střední Evropě převládá kombinace obou typů sněhového sucha.

Druhým cílem bakalářské práce byla analýza zim 2015–2020 s ohledem na faktory ovlivňující meziroční variabilitu sněhové pokrývky. Za použití Spearmanova korelačního koeficientu bylo zjištěno, že dominantní faktorem, který ovlivňuje meziroční variabilitu sněhové pokrývky, je teplota vzduchu. Vliv srážek na sněhovou pokrývku je u všech zkoumaných sněhových charakteristik menší než u teploty vzduchu, ale i přesto nelze roli srážek opominout. Z výsledků bylo taktéž zjištěno, že na všech stanicích na sníh nejbohatší zima je zima roku 2018/2019. V rámci výsledků byla taktéž zodpovězena druhá výzkumná otázka, tedy jaká je meziroční variabilita sněhových charakteristik s ohledem na variabilitu sněhových zásob. Zjištěné závěry se shodovaly s hypotézou, tedy s tím, že mezi některými sněhovými charakteristikami byla zjištěna silná závislost, naopak mezi některými, především pak mezi dnem nástupu a dobou trvání sněhové pokrývky s ostatními sněhovými charakteristikami, byla korelace menší.

Vzhledem k budoucímu vývoji klimatu, kdy je očekáván další růst teploty vzduchu, lze předpokládat, že vliv teploty vzduchu na sněhovou pokrývku se bude nadále zvětšovat a zároveň bude docházet k častějšímu a plošně rozsáhlejšímu výskytu sněhového sucha.

Další možností výzkumu by bylo zkoumání prahové nadmořské výšky, která by poskytla informaci o tom, čím je řízena sněhová pokrývka v dané nadmořské výšce a na základě toho by šlo lépe předpovídat budoucí vývoj. Do budoucna by také bylo zajímavé porovnání v práci zjištěných krátkodobých výsledků s dlouhodobým vývojem na zkoumaných stanicích. Práci by bylo možné rozšířit i o identifikaci sněhového sucha v jednotlivých letech.

7. ZDROJE

7.1 Literatura

ACQUAOTTA, F., FRATIANNI, S., GARZENA, D. (2015): Temperature changes in the North-Western Italian Alps from 1961 to 2010. *Theoretical and Applied Climatology*, 3–4, 122, 619–634.

AGUILAR-LOME, J., ESPINOZA-VILLAR, R., ESPINOZA, J. C., ROJAS-ACUÑA, J., WILLEMS, B. L., LEYVA-MOLINA, W. M. (2019): Elevation-dependent warming of land surface temperatures in the Andes assessed using MODIS LST time series (2000–2017). *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, May 2019, 77, 119–128.

ANDERS, I., STAGL, J., AUER, I., PAVLIK, D. (2014): Climate Change in Central and Eastern Europe. In: RANNO, S., NEUBERT, M.: *Managing Protected Areas in Central and Eastern Europe Under Climate Change*. *Advances in Global Change Research*, vol 58. Springer, Dordrecht, 17–30.

BALATKA, B., KALVODA, J. (2006): *Geomorfologické členění reliéfu Čech*. Kartografie Praha, Praha.

BALES, R. C., GOULDEN, M. L., HUNSAKER, C. T., CONKLIN, M. H., HARTSOUGH, P. C., O'GEEN, A. T., HOPMANS, J. W., SAFEEQ, M. (2018): Mechanisms controlling the impact of multi-year drought on mountain hydrology. *Scientific Reports*, 1, 8, 1–8.

BARNETT, T. P., ADAM, J. C., LETTENMAIER, D. P. (2005): Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 7066, 438, 303–309.

BENISTON, M. (2012): Is snow in the Alps receding or disappearing? *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 4, 3, 349–358.

BIRSAN, M. V., DUMITRESCU, A. (2014): Snow variability in Romania in connection to large-scale atmospheric circulation. *International Journal of Climatology*, 1, 34, 134–144.

BLAHUŠIAKOVÁ, A., MATOUŠKOVÁ, M., JENICEK, M., LEDVINKA, O., KLIMENT, Z., PODOLINSKÁ, J., SNOPKOVÁ, Z. (2020): Snow and climate trends and their impact on seasonal runoff and hydrological drought types in selected mountain catchments in Central Europe. *Hydrological Sciences Journal*, 12, 65, 2083–2096.

- BOHÁČKOVÁ, J. (2009): Testy statistických hypotéz založené na empirických distribučních funkcích. Diplomová práce. PřF MU, Brno.
- BOZKURT, D., ROJAS, M., BOISIER, J. P., VALDIVIESO, J. (2018): Projected hydroclimate changes over Andean basins in central Chile from downscaled CMIP5 models under the low and high emission scenarios. *Climatic Change*, 150, 131–147.
- BROWN, R. D., MOTE, P. W. (2009): The response of Northern Hemisphere snow cover to a changing climate. *Journal of Climate*, 8, 22, 2124–2145.
- BUISAN, S. T., SAZ, M. A., LÓPEZ-MORENO, J. I. (2015): Spatial and temporal variability of winter snow and precipitation days in the western and central Spanish Pyrenees. *International Journal of Climatology*, 2, 35, 259–274.
- BURAKOWSKI, E. A., WAKE, C. P., BRASWELL, B., BROWN, D. P. (2008): Trends in wintertime climate in the northeastern United States: 1965–2005. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 20, 113, 1–12.
- CLAIRE, J., BERGLUND, M., BLUZ, K., & THOMAS, D., SERENA, M., MEREU, V., MICHETTI, M. (2019): Climate change adaptation in the agriculture sector in Europe. Výzkumná zpráva, č. 4/2019. European Environment Agency, Luxembourg.
- ClimateChangePost (online), <https://www.climatechangepost.com/spain/climate-change/> (cit. 11.7.2021).
- CLINE, D. W. (1997): Snow surface energy exchanges and snowmelt at a continental, midlatitude Alpine site. *Water Resources Research*, 4, 33, 689–701.
- Česká geologická společnost (2017a): Geologická mapa 1 : 500 000, <https://mapy.geology.cz/geocr500/> (cit. 11. 7. 2021).
- Česká geologická společnost (2017b): Půdní mapa 1 : 50 000, <https://mapy.geology.cz/pudy/> (cit. 11. 7. 2021).
- DAI, A. (2008): Temperature and pressure dependence of the rain-snow phase transition over land and ocean. *Geophysical Research Letters*, 12, 35.
- DAS, K., R., IMON, A., H., M., R. (2016): A Brief Review of Tests for Normality. *American Journal of Theoretical and Applied Statistics*, 1, 5, 5–12.

DIERAUER, J. R., ALLEN, D. M., WHITFIELD, P. H. (2019): Snow Drought Risk and Susceptibility in the Western United States and Southwestern Canada. *Water Resources Research*, 4, 55, 3076–3091.

Fakta o klimatu (online), vývoj světové teplotní anomálie,
<https://faktaoklimatu.cz/infografiky/teplotni-anomalie?q=sv%C4%9Btov%C3%A1%20>.

FELDMANN, H., SCHÄDLER, G., PANITZ, H. J., KOTTMEIER, C. (2013): Near future changes of extreme precipitation over complex terrain in Central Europe derived from high resolution RCM ensemble simulations. *International Journal of Climatology*, 8, 33, 1964–1977.

GOBIET, A., KOTLARSKI, S., BENISTON, M., HEINRICH, G., RAJCZAK, J., STOFFEL, M. (2014): 21st century climate change in the European Alps-A review. *Science of the Total Environment*, 493, 1138–1151.

HARPOLD, A. (2016): Diverging sensitivity of soil water stress to changing snowmelt timing in the Western U.S. *Advances in Water Resources*, 92, 116–129.

HARPOLD, A. A., DETTINGER, M., RAJAGOPAL, S. (2017): Defining snow drought and why it matters. *Eos (United States)* 98.

HARPOLD, A., BROOKS, P., RAJAGOPAL, S., HEIDBUCHER, I., JARDINE, A., STIELSTRA, C. (2012): Changes in snowpack accumulation and ablation in the intermountain west. *Water Resources Research*, 11, 48.

HATCHETT, B. J., MCEVOY, D. J. (2018): Exploring the origins of snow drought in the northern sierra nevada, california. *Earth Interactions*, 2, 22.

HENDL, J. (2004): Přehled statistických metod zpracování dat. Portál, Praha.

HLAVATÝ, V. (2021): Sněhové sucho a jeho význam pro odtok v kontextu změn klimatických a sněhových charakteristik. Bakalářská práce. Katedra fyzická geografie a geoekologie PřF UK, Praha.

HOWITT, R., MEDELLÍN-AZUARA, J., MACEWAN, D., LUND, J., SUMNER, D. (2015): Economic Analysis of the 2015 Drought For California Agriculture. Center for Watershed Sciences. University of California, Davis, California.

HUNING, L. S., AGHAKOUCHAK, A. (2018): Mountain snowpack response to different levels of warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 43, 115, 10932–10937.

HUNING, L. S., AGHAKOUCHAK, A. (2020): Global snow drought hot spots and characteristics. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 33, 117, 19753–19759.

CHÁBERA, S. a kolektiv (1984): *Příroda na Šumavě*. Jihočeské nakladatelství, České Budějovice.

IFRC 2018: Emergency Plan of Action (EPoA) Afghanistan: Drought 2018. Výzkumná zpráva, č. 2018-000052. International Federation of Red Cross and Red Crescent Societies, Afghanistan.

IRANNEZHAD, M., RONKANEN, A. K., KLØVE, B. (2016): Wintertime climate factors controlling snow resource decline in Finland. *International Journal of Climatology*, 1, 36, 110–131.

JABBAR, A., OTHMAN, A. A., MERKEL, B., HASAN, S. E. (2020): Change detection of glaciers and snow cover and temperature using remote sensing and GIS: A case study of the Upper Indus Basin, Pakistan. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, March, 18, 100308.

JANÍK, T. (2016): *Současná dynamika krajiny NP Šumava*. Bakalářská práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha.

JENICEK, M., SEIBERT, J., ZAPPA, M., STAUDINGER, M., JONAS, T. (2016): Importance of maximum snow accumulation for summer low flows in humid catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2, 20, 859–874.

JONÁŠOVÁ, M., PRACH, K. (2008): The influence of bark beetles outbreak vs. salvage logging on ground layer vegetation in Central European mountain spruce forests. *Biological Conservation*, 6, 41, 1525–1535.

KRAAIJENBRINK, P. D. A., BIERKENS, M. F. P., LUTZ, A. F., IMMERZEEL, W. W. (2017): Impact of a global temperature rise of 1.5 degrees Celsius on Asia's glaciers. *Nature*, 7671, 549, 257–260.

KOŽÍŠEK, M. (2020): Dlouhodobé změny výšky sněhu a vodní hodnoty sněhu na vybraných horských stanicích v Česku. Bakalářská práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha.

LEE, C. C., SHERIDAN, S. C. (2018): Trends in weather type frequencies across North America. *npj Climate and Atmospheric Science*, 41, 1, 1–7.

LHOTKA, O., KYSELÝ, J., FARDA, A. (2018): Climate change scenarios of heat waves in Central Europe and their uncertainties. *Theoretical and Applied Climatology*, 131, 1043–1054.

LI, B., CHEN, Y., SHI, X. (2020): Does elevation dependent warming exist in high mountain Asia? *Environmental Research Letters*, 2, 15.

LI, Y., CHEN, Y., WANG, F., HE, Y., LI, Z. (2020): Evaluation and projection of snowfall changes in High Mountain Asia based on NASA's NEX-GDDP high-resolution daily downscaled dataset. *Environmental Research Letters*, 10, 15.

LÓPEZ-MORENO, J. I., GOYETTE, S., VICENTE-SERRANO, S. M., BENISTON, M. (2011): Effects of climate change on the intensity and frequency of heavy snowfall events in the Pyrenees. *Climatic Change*, 105, 489–508.

LÓPEZ-MORENO, J. I., SOUBEYROUX, J. M., GASCOIN, S., ALONSO-GONZALEZ, E., DURÁN-GÓMEZ, N., LAFAYSSSE, M., VERNAY, M., CARMAGNOLA, C., MORIN, S. (2020): Long-term trends (1958–2017) in snow cover duration and depth in the Pyrenees. *International Journal of Climatology*, 14, 40, 6122–6136.

LUCE, C. H., LOPEZ-BURGOS, V., HOLDEN, Z. (2014): Sensitivity of snowpack storage to precipitation and temperature using spatial and temporal analog models. *Water Resources Research*, 12, 50, 9447–9462.

MALMROS, J. K., MERNILD, S. H., WILSON, R., TAGESSON, T., FENSHOLT, R. (2018): Snow cover and snow albedo changes in the central Andes of Chile and Argentina from daily MODIS observations (2000–2016). *Remote Sensing of Environment*, 209, 240–252.

MANKIN, J. S., VIVIROLI, D., SINGH, D., HOEKSTRA, A. Y., DIFFENBAUGH, N. S. (2015): The potential for snow to supply human water demand in the present and future. *Environmental Research Letters*, 11, 10.

- MARTY, C., TILG, A. M., JONAS, T. (2017): Recent evidence of large-scale receding snow water equivalents in the European alps. *Journal of Hydrometeorology*, 4, 18, 1021–1031.
- MASKEY, S., UHLENBROOK, S., OJHA, S. (2011): An analysis of snow cover changes in the Himalayan region using MODIS snow products and in-situ temperature data. *Climatic Change*, 108, 391–400.
- MCCABE, G. J., WOLOCK, D. M. (2009): Recent declines in western U.S. snowpack in the context of twentieth-century climate variability. *Earth Interactions*, 12, 13.
- MEEHL, G. A., WASHINGTON, W. M., ARBLASTER, J. M., HU, A., TENG, H., TEBALDI, C., SANDERSON, B. N., LAMARQUE, J. F., CONLEY, A., STRAND, W. G., WHITE, J. B. (2012): Climate system response to external forcings and climate change projections in CCSM4. *Journal of Climate*, 11, 25, 3661–3683.
- MERNILD, S. H., LISTON, G. E., HIEMSTRA, C. A., YDE, J. C., MCPHEE, J., MALMROS, J. K. (2017): The Andes Cordillera. Part II: Rio Olivares Basin snow conditions (1979–2014), central Chile. *International Journal of Climatology*, 37, 1699–1715.
- MICU, D. (2009): Snow pack in the Romanian Carpathians under changing climatic conditions. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 105, 1–16.
- MICU, D. M., DUMITRESCU, A., CHEVAL, S., NITA, I. A., BIRSAN, M. V. (2021): Temperature changes and elevation-warming relationships in the Carpathian Mountains. *International Journal of Climatology*, 3, 41, 2154–2172.
- MORÁN-TEJEDA, E., LÓPEZ-MORENO, J. I., BENISTON, M. (2013): The changing roles of temperature and precipitation on snowpack variability in Switzerland as a function of altitude. *Geophysical Research Letters*, 10, 40, 2131–2136.
- MORÁN-TEJEDA, E., LÓPEZ-MORENO, J., SANMIGUEL-VALLEADO, A. (2017): Changes in Climate, Snow and Water Resources in the Spanish Pyrenees: Observations and Projections in a Warming Climate. In: Catalan J., Ninot J., Aniz M.: *High Mountain Conservation in a Changing World. Advances in Global Change Research*, vol 62. Springer, Cham, 305–323.
- MOTE, P. W., LI, S., LETTENMAIER, D. P., XIAO, M., ENGEL, R. (2018): Dramatic declines in snowpack in the western US. *npj Climate and Atmospheric Science*, 2, 1.
- NP Šumava (2021): Příroda, <https://www.npsumava.cz/priroda/> (cit. 11. 7. 2021).

- NEDĚLČEV, O., JENÍČEK, M. (2021): Trends in seasonal snowpack and their relation to climate variables in mountain catchments in Czechia. *Hydrological Sciences Journal*, 1-4, 65, 1–40, v recenzním řízení.
- NĚMEC, L., ZUSKOVÁ, I. (2005): Změny sněhové pokrývky v České republice od roku 1926. *Meteorologické zprávy*, 58, 135–138.
- OLEFS, M., KOCH, R., SCHÖNER, W., MARKE, T. (2020): Changes in snow depth, snow cover duration, and potential snowmaking conditions in Austria, 1961–2020—a model based approach. *Atmosphere*, 11, 1330, 1–21.
- ØYGARDEN, L. (2003): Rill and gully development during an extreme winterrunoff event in Norway. *Catena*, 2-4, 50, 217–242.
- PEACOCK, S. (2012): Projected Twenty-First-Century Changes in Temperature, Precipitation, and Snow Cover over North America in CCSM4. *Journal of Climate*, 13, 25, 4405–4429.
- PIERCE, D. W., CAYAN, D. R. (2013): The uneven response of different snow measures to human-induced climate warming. *Journal of Climate*, 12, 26, 4148–4167.
- POLYAKOV, I. V., ALEKSEEV, G. V., BEKRYAEV, R. V., BHATT, U., COLONY, R. L., JOHNSON, M. A., KARKLIN, V. P., MAKSHITAS, A. P., WALSH, D., YULIN, A. V. (2002): Observationally based assessment of polar amplification of global warming. *Geophysical Research Letters*, 18, 29, 1-4.
- POPOV, V. (2007): Winter snow depth variability over northern Eurasia in relation to recent atmospheric circulation changes. *International Journal of Climatology*, 27, 1721–1733.
- Portál ČHMÚ (2021a): Historická dat. Územní teploty, <https://www.chmi.cz/historicka-data/pocasi/uzemni-teploty> (cit. 11. 7. 2021).
- Portál ČHMÚ (2021b): Historická dat. Denní data. <https://www.chmi.cz/historicka-data/pocasi/denni-data/Denni-data-dle-z.-123-1998-Sb> (cit. 11. 7. 2021).
- RÄISÄNEN, J. (2008): Warmer climate: Less or more snow? *Climate Dynamics*, 30, 307–319.
- ROOD, S. B., FOSTER, S. G., HILLMAN, E. J., LUEK, A., ZANEWICH, K. P. (2016): Flood moderation: Declining peak flows along some Rocky Mountain rivers and the underlying mechanism. *Journal of Hydrology*, 536, 174–182.

SAAVEDRA, F. A., KAMPF, S. K., FASSNACHT, S. R., SIBOLD, J. S. (2018): Changes in Andes snow cover from MODIS data, 2000-2016. *Cryosphere*, 3, 12, 1027–1046.

SCHÖNER, W., KOCH, R., MATULLA, C., MARTY, C., TILG, A-M, C. (2019): Spatiotemporal patterns of snow depth within the Swiss-Austrian Alps for the past half century (1961 to 2012) and linkages to climate change. *International Journal of Climatology*, 39, 1589–1603.

SMIATEK, G., KUNSTMANN, H., KNOCHE, R., MARX, A. (2009): Precipitation and temperature statistics in high-resolution regional climate models: Evaluation for the European Alps. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 19, 114, 1–16.

SMITH, T., BOOKHAGEN, B. (2018): Changes in seasonal snow water equivalent distribution in high mountain Asia (1987 to 2009). *Science Advances*, 1, 4.

SOLOMON, S., QIN, D., MANNING, M., CHEN, D., MARQUIS, M., AVERYT, K., TIGNOR, M., MILLER, H. L. JR. (2007): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, Cambridge.

SOSPEDRA-ALFONSO, R., MELTON, J. R., MERRYFIELD, W. J. (2015): Effects of temperature and precipitation on snowpack variability in the Central Rocky Mountains as a function of elevation. *Geophysical Research Letters*, 11, 42, 4429–4438.

SZWED, M., PIŃSKWAR, I., KUNDZEWICZ, Z. W., GRACZYK, D., MEZGHANI, A. (2017): Changes of snow cover in Poland. *Acta Geophysica*, 1, 65, 65–76.

TAHIR, A. A., CHEVALLIER, P., ARNAUD, Y., AHMAD, B. (2011): Snow cover dynamics and hydrological regime of the Hunza River basin, Karakoram Range, Northern Pakistan. *Hydrology and Earth System Sciences*, 7, 15, 2275–2290.

THAPA, S., LI, B., FU, D., SHI, X., TANG, B., QI, H., WANG, K. (2020): Trend analysis of climatic variables and their relation to snow cover and water availability in the Central Himalayas: a case study of Langtang Basin, Nepal. *Theoretical and Applied Climatology*, 140, 891–903.

TOLASZ, R., VALÍK, A. (2019): Klima hor a pohoří v Česku - návrh struktury a obsahu. In: Šumava 2019. Meteorologická konference. Šumava, česká meteorologická společnost, 92–95.

TOMCZYK, A. M., BEDNORZ, E., SZYGA-PLUTA, K. (2021): Changes in air temperature and snow cover in winter in Poland. *Atmosphere*, 12, 68, 1–19.

VISTE, E., SORTEBERG, A. (2015): Snowfall in the Himalayas: An uncertain future from a little-known past. *Cryosphere*, 3, 9, 1147–1167.

VLČEK, L., ŠÍPEK, V., KOFROŇOVÁ, J., KOCUM, J., DOLEŽAL, T., JANSKÝ, B. (2021): Runoff formation in a catchment with Peat bog and Podzol hillslopes. *Journal of Hydrology*, February 2021, 593.

VUILLE, M., BRADLEY, R. S., WERNER, M., KEIMIG, F. (2003): 20th century climate change in the tropical Andes: Observations and model results. *Climatic Change*, 59, 75–99.

VUILLE, M., CAREY, M., HUGGEL, C., BUYTAERT, W., RABATEL, A., JACOBSEN, D., SORUCO, A., VILLACIS, M., YARLEQUE, C., ELISON TIMM, O., CONDOM, T., SALZMANN, N., SICART, J. E. (2018): Rapid decline of snow and ice in the tropical Andes – Impacts, uncertainties and challenges ahead. *Earth-Science Reviews*, January 2018, 176, 195–213.

WESTERLING, A. L., HIDALGO, H. G., CAYAN, D. R., SWETNAM, T. W. (2006): Warming and earlier spring increase Western U.S. forest wildfire activity. *Science*, 5789, 313, 940–943.

WINCHELL, T. S., BARNARD, D. M., MONSON, R. K., BURNS, S. P., MOLOTCH, N. P. (2016): Earlier snowmelt reduces atmospheric carbon uptake in midlatitude subalpine forests. *Geophysical Research Letters*, 15, 43, 8160–8168.

XU, J., GRUMBINE, R. E., SHRESTHA, A., ERIKSSON, M., YANG, X., WANG, Y., WILKES, A. (2009): The melting Himalayas: Cascading effects of climate change on water, biodiversity, and livelihoods. *Conservation Biology*, 3, 23, 520–530.

ZAZULIE, N., RUSTICUCCI, M., RAGA, G. B. (2018): Regional climate of the Subtropical Central Andes using high-resolution CMIP5 models. Part II: future projections for the twenty-first century. *Climate Dynamics*, 51, 2913–2925.

ZHU, X., WANG, W., FRAEDRICH, K. (2013): Future climate in the tibetan plateau from a statistical regional climate model. *Journal of Climate*, 24, 26, 10125–10138.

7.2 Datové zdroje

ARCDATA PRAHA, ZÚ, ČSÚ (2021): ArcČR 500 – digitální geografická databáze, verze 4.0, <https://www.arcdata.cz/produkty/geograficka-data/arccr-4-0> (cit. 10. 7. 2021).

ČHMÚ: Český hydrometeorologický ústav, Ministerstvo životního prostředí.

EEA (2021): CORINE Land Cover 2018, <https://land.copernicus.eu/pan-european/corine-land-cover/clc2018> (cit. 10. 7. 2021).

VÚV TGM (2021): Digitální báze vodohospodářských dat (DIBAVOD) – digitální geografická databáze, www.dibavod.cz (cit. 10. 7. 2021).

Seznam obrázků

Obrázek 1: Vývoj světové teplotní anomálie (zdroj:<https://faktaoklimatu.cz/>).

Obrázek 2: Únorový relativní (vlevo) a absolutní (vpravo) trend SWE mezi lety 1968-2012 pro jednotlivé stanice. Modrá barva představuje negativní trend, červená pozitivní. Velké trojúhelníky představují významné trendy ($p < 0,05$) a malé slabě významné trendy ($p < 0,2$) (zdroj: Marty a kol. 2017).

Obrázek 3: Dubnový relativní (vlevo) a absolutní (vpravo) trend SWE mezi lety 1968-2012 pro jednotlivé stanice. Modrá barva představuje negativní trend, červená pozitivní. Velké trojúhelníky představují významné trendy ($p < 0,05$) a malé slabě významné trendy ($p < 0,2$) (zdroj: Marty a kol. 2017).

Obrázek 4: Geografické rozdělení 45letého trendu únorového SWE. Modrá určuje negativní trend, červená určuje pozitivní trend. Velké trojúhelníky označují významné trendy ($p < 0,05$) a malé trojúhelníky označují slabě významné trendy ($p < 0,2$) (zdroj: Marty a kol. 2017).

Obrázek 5: Vývoj DW (suché-teplé dny), DC (suché-studené dny), WW (mokrě-teplé dny) WC (mokrě-studené dny) na jaře a v zimě v Pyrenejích (zdroj: Morán-Tejeda a kol. 2017).

Obrázek 6: Vývoj výšky sněhu v Pyrenejích (zdroj: Morán-Tejeda a kol. 2017)

Obrázek 7: Změna průměrné výšky sněhu v Polsku, kde (a) průměrná výška sněhu mezi lety 1952–1990 (b) průměrná výška sněhu mezi lety 1991–2013 (zdroj: Szwed a kol. 2017).

Obrázek 8: Změna průměrné roční teploty vzduchu (nahore) a teploty rosného bodu (dole) za období 1979–2017. Nejtmavší barvy na obou koncích každé barevné škály reprezentují 5. a 95. percentil distribucí (zdroj: Lee a kol. 2018).

Obrázek 9: Vývoj sněhových charakteristik na západě USA pro střední emisní scénář (zdroj: Pierce, Cayan 2013).

Obrázek 10: Oblasti, kde je dominance dešťových, smíšených nebo sněhových srážek ve vysokohorské Asii. (a) mezi lety 1970-2005, (b) mezi lety 2070-2099 pro emisních scénář RCP 4.5 (c) mezi lety 2070-2099 pro emisních scénář RCP 8.5. (zdroj: Li a kol. 2020).

Obrázek 11: Mapa zájmového území (zdroje dat: ARCDATA PRAHA, Dibavod, vlastní tvorba).

Obrázek 12: Fotky z jednotlivých stanic (a) Javoří pila, b) Rokytka, c) Modrava, d) Ptačí potok) (autor: Michal Jeníček).

Obrázek 13: Sklonitostní poměry Šumavy (zdroje dat: ARCDATA PRAHA, Dibavod, vlastní tvorba).

Obrázek 14: Průměrná měsíční teplota vzduchu a průměrný měsíční úhrn srážek na Churáňově mezi lety 1980-2020 (zdroje dat: ČHMÚb, vlastní tvorba).

Obrázek 15: Průměrný měsíční průtok a dlouhodobý průměrný průtok Qa Otavy na stanici Rejštejn a Vydry na stanici Modrava za hydrologické roky 1980-2020 (zdroje dat: ČHMÚb, vlastní tvorba).

Obrázek 16: Krajinný pokryv zájmového území (zdroje dat: ARCDATA PRAHA, EEA (2021), vlastní tvorba).

Obrázek 17: Průměrná denní teplota vzduchu a výška sněhu pro jednotlivé chladné části roku na Javoří pile: horní řada zleva: 2015/2016, 2016/2017, 2017/2018; dolní řada zleva: 2018/2019, 2019/2020. Modrá plocha představuje průměrnou denní výšku sněhu a červená linie značí průměrnou denní teplotu vzduchu.

Obrázek 18: Průměrná denní teplota vzduchu a výška sněhu pro jednotlivé chladné části roku na Rokytce: horní řada zleva: 2015/2016, 2016/2017, 2017/2018; dolní řada zleva: 2018/2019, 2019/2020. Modrá plocha představuje průměrnou denní výšku sněhu a červená linie značí průměrnou denní teplotu vzduchu.

Obrázek 19: Průměrná denní teplota vzduchu a výška sněhu pro jednotlivé chladné části roku na Modravě: horní řada zleva: 2015/2016, 2016/2017, 2017/2018; dolní řada zleva: 2018/2019, 2019/2020. Modrá plocha představuje průměrnou denní výšku sněhu a červená linie značí průměrnou denní teplotu vzduchu.

Obrázek 20: Průměrná denní teplota vzduchu a výška sněhu pro jednotlivé chladné části roku na Ptačím potoce: horní řada zleva: 2015/2016, 2016/2017, 2017/2018; dolní řada zleva: 2018/2019, 2019/2020. Modrá plocha představuje průměrnou denní výšku sněhu a červená linie značí průměrnou denní teplotu vzduchu.

Obrázek 21: Hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu. Část A zobrazuje hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu mezi teplotou a sněhovými charakteristikami. Část B zobrazuje hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu mezi srážkami a sněhovými charakteristikami. Pro $r_s > 0$ odpovídají odstíny oranžové, s tím, že pro hodnoty nejbližší k 1

jsou odstíny nejtmavší, pro $r_s < 0$ odpovídají odstíny modré, s tím, že pro hodnoty nejbližší k -1 je odstín modré barvy nejtmavší. Pro $r_s = 0$ odpovídá šedá barva. Zvýraznění a styl písma označuje sílu (významnost) korelace: velmi silná ($p\text{-hodnota} \leq 0,01$), silná a méně silná ($0,01 < p\text{-hodnota} \leq 0,10$) a neprůkazná ($p\text{-hodnota} > 0,10$).

Obrázek 22: Porovnání odchylek průměrného měsíčního úhrnu srážek a průměrné měsíční teploty vzduchu pro: a) Javoří pilu, b) Rokytku, c) Modravu, d) Ptačí potok. Barva bodů reprezentuje jednotlivé měsíce chladné části roku. Velikost bodu odpovídá maximální výšce sněhu v daném měsíci.

Obrázek 23: Hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu mezi sledovanými sněhovými charakteristikami na Javoří pile (část A), Rokytce (část B), Modravě (část C), Ptačím potoce (část D). Pro $r_s > 0$ odpovídají odstíny oranžové, s tím, že pro hodnoty nejbližší k 1 jsou odstíny nejtmavší, pro $r_s < 0$ odpovídají odstíny modré, s tím, že pro hodnoty nejbližší k -1 je odstín modré barvy nejtmavší. Zvýraznění a styl písma označuje sílu (významnost) korelace: velmi silná ($p\text{-hodnota} \leq 0,01$), silná a méně silná ($0,01 < p\text{-hodnota} \leq 0,10$) a neprůkazná ($p\text{-hodnota} > 0,10$).